

Seismisches Monitoring an lehmigen Modelldeichen

Von der Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau

der Technischen Universität Bergakademie Freiberg

genehmigte

DISSERTATION

zur Erlangung des akademischen Grades

doctor rerum naturalium

Dr. rer. nat.,

vorgelegt

von Diplom-Geowissenschaftlerin Katrin Jaksch

geboren am 1.3.1976

in Luckenwalde

Gutachter: Prof. Dr. rer. nat. habil. Thomas Bohlen, Freiberg
apl. Prof. Dr. rer. nat. Ing. habil. Günter Werner Borm, Potsdam
Prof. Dr. rer. nat. habil. Wolfgang Rabbel, Kiel

Tag der Verleihung: 24.11.2008

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung	1
1.1	Wissenschaftliche Arbeiten	2
2	Seismisches Monitoring an Lehmdeichen	7
2.1	Das Projekt "Versagen von Deichen und Dämmen auf und mit Lehmzonen bei Hochwasser"	7
2.2	Seismisches Monitoring an den lehmigen Modelldeichen	8
2.2.1	Das seismische Messsystem	10
2.2.2	3-Komponenten-Geophonköpfe und seismische Aufnahmegeräte . .	11
2.2.3	Echtzeit-geregelter magnetostriktiver Vibrator	12
2.2.4	Aufbau und Steuerung des Messwagens	16
2.3	Theoretische Einsatzgrenzen der Seismik	19
3	Petrophysikalische Eigenschaften der Lehme	25
3.1	Ultraschallmessungen	25
3.2	Laborversuche	26
3.3	Zusammenfassung der Ultraschall- und Labormessungen	28
3.4	Beziehungen zwischen petrophysikalischen Parametern	30
4	Seismisches Datenprozessing	37
4.1	Preprozessing	38
4.2	Vibroseiskorrelation	39
4.3	Minimum-Phasenfilter	40
4.4	Geometriezuordnung	42
4.5	Picken der Ersteinsätze	43
4.6	Laufzeit-Tomographie	44
4.6.1	Turning-ray tomography	45
4.6.2	Regularized Inversion	47
5	Seismische Messungen	49
5.1	Seismische Messungen am Potsdamer Modelldeich	49
5.2	Seismische Messungen an den Karlsruher Großmodellen	53
5.2.1	Ergebnisse der seismischen Daten	55
5.2.2	Ergebnisse der Laufzeit-Tomographien	59
	Der ungeflutete einbaufeuchte Modelldeich	59
	Der hochwasserbelastete Modelldeich	65

6	Vergleich geophysikalischer Verfahren	79
6.1	Spektral Induzierte Polarisation	79
6.1.1	Prinzip der SIP	79
6.1.2	SIP-Messungen am Deichmodell	80
6.1.3	Diskussion der SIP-Messungen	86
6.2	Geoelektrik	87
6.2.1	Prinzip der Geoelektrik	87
6.2.2	Geoelektrik-Messungen an den Großmodelldeichen	88
6.2.3	Diskussion der Geoelektrik-Messungen	92
6.3	Time Domain Reflectometry	93
6.3.1	Prinzip der TDR	93
6.3.2	TDR-Messungen an den Großmodelldeichen	94
6.3.3	Diskussion der TDR-Messungen	99
6.4	Zusammenfassung	99
7	Zusammenfassung	101
A	Ergänzende Daten	105
	Literaturverzeichnis	115
	Danksagung	121

1 Einführung

In den letzten Jahren waren in Deutschland Hochwasserereignisse oft ein Thema in den Medien und haben der Öffentlichkeit verstärkt die Folgen von Hochwasserschäden ins Bewusstsein gerückt. So sind das Oderhochwasser im Jahr 1997 und das Elbehochwasser 2002, die als Jahrhunderthochwasser bezeichnet werden, noch gut in Erinnerung. Weltweit sind Überschwemmungen häufig und verursachen hohe Schäden für die betroffenen Länder. Allein 2005 waren von den weltweit 648 dokumentierten Elementarschadenereignissen der Münchener Rück [Münchener Rück; 2006] 26 % der Ereignisse Überschwemmungen und Sturzfluten, die Schäden in Höhe von 16 Mrd. US\$ verursachten.

Das vom BMBF 2003 finanzierte Forschungsvorhaben "Versagen von Deichen und Dämmen auf und mit Lehmzonen bei Hochwasser" ist ein Beitrag zum Verständnis von Versagensmechanismen an Deichen. Ein Teil des Forschungsvorhabens sind die Entwicklung und Anwendung von zerstörungsfreien geophysikalischen Untersuchungsmethoden. Diese sollen einerseits die Strukturen im Deichkörper und Deichuntergrund bestimmen und Hinweise auf bevorzugte Fließspfade geben. Zum anderen soll der Durchfeuchtungsprozess während eines Hochwassers und seine Auswirkungen auf bodenmechanische Eigenschaften analysiert werden, wobei insbesondere räumlich-zeitliche Veränderungen des Wassergehaltes und daraus resultierende Änderungen des Deiches erfasst werden sollen. Im Forschungsvorhaben wurden seismische hochauflösende Messungen an Modelldeichen durchgeführt. Diese bilden die Grundlage der vorliegenden Arbeit.

In der Seismik wird meist mit mechanischen, elektrodynamischen oder explosiven Quellen gearbeitet, die an der Oberfläche oder in Bohrlöchern angeregt werden. In Festgesteinen und in sandigen Lockergesteinen hat sich die Seismik vielfach bewährt. Dagegen ist eine Ausweitung des Anwendungsbereiches auf Lehme in dem Forschungsvorhaben neu. Seit Ende der 90er Jahre wird am GeoForschungsZentrum Potsdam an der Entwicklung eines neuen, hochauflösenden ingenieurseismischen Erkundungssystems gearbeitet. Dies umfasst unter anderem die Entwicklung einer magnetostriktiven Vibrationsquelle als Hochfrequenz-Quelle, die sich durch ihre Robustheit und durch die Reproduzierbarkeit der seismischen Signale auszeichnet. In dieser Arbeit wurde eine solche Vibrationsquelle nun erstmals bei der Anwendung an lehmigen Lockersedimenten genutzt. Die Auflösung ist aufgrund des deutlich höheren Frequenzbereiches der Vibrationsquelle im Vergleich zu üblichen Anregungsquellen wesentlich besser.

Um den magnetostriktiven Vibrator als seismische Quelle nutzen zu können, wurden gerätetechnische Anpassungen der am GeoForschungsZentrum Potsdam entwickelten seismischen Apparatur durchgeführt. So wurden zum Beispiel 3-Komponenten-Geophonköpfe und die Anpressung des Vibrators an die Deichoberfläche weiterentwickelt. Diese Anpassungen ermöglichten die Nutzung des seismischen Systems an den Modelldeichen. Ab November 2004 wurden ein halbes Jahr lang an Großmodellen im Theodor-Rehbock-

Laboratorium der Universität Karlsruhe seismische Messungen durchgeführt. Dabei wurden an den Deichmodellen verschiedene Hochwasserszenarien mit begleitenden seismischen Messungen durchgeführt. Mit Hilfe eines geeigneten Prozessings wurden die Daten anschließend so aufbereitet, dass Ersteinsatzdatensätze erstellt werden konnten, die mit seismischer Tomographie ausgewertet wurden. Damit können die unterschiedlichen Durchfeuchtungszustände des Deiches als P-Wellengeschwindigkeits-Tomographie gut abgebildet werden.

An den für den Deichbau zur Auswahl stehenden Lehmproben wurden verschiedene Laborversuche durchgeführt, um petrophysikalische Parameter wie Wassergehalt, Dichte und Sättigungsgrad, aber auch den von diesen Parametern abhängigen seismischen Parameter P-Wellengeschwindigkeit zu bestimmen. Derzeit sind Untersuchungen zum Verhalten von Schallgeschwindigkeiten bei zunehmenden Wassergehalten bei Lehmen nicht vorhanden. Stattdessen wird im allgemeinen Bezug genommen auf die Abhängigkeit der Schallgeschwindigkeit vom Wassergehalt bei Sanden. Die Schallgeschwindigkeiten in Abhängigkeit vom Wassergehalt verhalten sich bei Lehmen jedoch anders als bei Sanden. So zeigen die Laboruntersuchungen an den Lehmproben und die Auswertung der seismischen Daten, dass mit zunehmenden Wassergehalten im Lehm eine Abnahme der P-Wellengeschwindigkeiten zu beobachten ist. Mittels der in den Laborversuchen bestimmten Beziehungen zwischen der P-Wellengeschwindigkeit und den petrophysikalischen Parametern lassen sich die P-Wellengeschwindigkeits-Tomographien zum Beispiel in Wassergehalts-Tomographien umrechnen.

An den Großmodellen an der Universität Karlsruhe kamen neben der Seismik auch andere geophysikalische Verfahren zur Anwendung. Dies sind Geoelektrik, Spektral Induzierte Polarisation¹, Georadar und Time Domain Reflectometry². In dieser Arbeit soll ein Vergleich der geophysikalischen Verfahren (ausgenommen das Georadar) zeigen, welche Verfahren für die Anwendung an Lehmdeichen geeignet sind und wo die Schwachstellen der einzelnen Verfahren liegen.

1.1 Stand wissenschaftlicher Arbeiten zur geophysikalischen Untersuchung von Deichen

Nach mehreren extremen Hochwasserereignissen im letzten Jahrzehnt in Deutschland wurden vermehrt geophysikalische Untersuchungen an Deichen durchgeführt. Im BMBF-Forschungsvorhaben "Versagen von Deichen und Dämmen auf und mit Lehmzonen bei Hochwasser" ist das Hauptaugenmerk auf das Monitoring des Durchfeuchtungsprozesses in einem Deich bei Hochwasser gerichtet. Bei den nachfolgend vorgestellten geophysikalischen Untersuchungsmethoden ist dies dagegen meist die Struktur des Deichkörpers.

Die Geoelektrik hat sich hierbei als bevorzugteste geophysikalische Methode herausgestellt. Die Geoelektrik hat insbesondere bei lehmigen Materialien jedoch den Nachteil, dass nicht unterschieden werden kann, ob Änderungen der elektrischen Leitfähigkeit ihre

¹Die Spektral Induzierte Polarisation (SIP) nutzt frequenzabhängige elektrische Signale zur Bestimmung von elektrischen Widerständen in Materialien.

²Die Time Domain Reflectometry (TDR) nutzt elektrische Signale zur Bestimmung von Wassergehalten in Materialien.

Ursache in der Zunahme des Wassergehaltes haben oder durch die Oberflächenladung der Tonpartikel im Lehm hervorgerufen werden.

Zudem kann die Geoelektrik bisher nicht auf den kompletten Deichquerschnitt angewendet werden, wenn eine Hochwasserbelastung vorliegt. Die Elektroden können nur an den hochwasserfreien Deichstellen eingebracht werden. Die Geoelektrikmessung umfasst also meist nicht den gesamten Deich³, so dass die Inversionsergebnisse oft nur die Hälfte des Deichquerschnittes abbilden. Dies ist die nicht belastete landseitige Deichböschung, so dass gerade der Durchfeuchtungsfortschritt im Deichkörper sich nicht abbilden lässt.

An der Universität Leipzig wird unter Leitung von Prof. Dr. Jacobs im Rahmen eines Hochwasserschutzprojektes an geoelektrischen Deichdiagnosen gearbeitet. Das Messverfahren wird geoelektrische Leitfähigkeitstomographie mit niederfrequenten Wechselströmen genannt und misst mittels eines Multielektrodensystems die elektrische Leitfähigkeit des Deiches [Jacobs; 2002]. Die Elektroden werden bei diesem Messverfahren entlang der Deichkrone in den Deich gesteckt. Die Qualität der geoelektrischen Deichdiagnose soll dabei durch die Entwicklung eines neuen geoelektrischen tomographischen Verfahrens und dazugehöriger Softwarekomponenten verbessert werden.

Ebenfalls mit Geoelektrik kombiniert mit Rammsondierungen und kerngeophysikalischen Baugrunduntersuchungen arbeitet die Geophysik GGD (Gesellschaft für Geowissenschaftliche Dienste) mbH in Leipzig [Hohlfeld et al.; 2004], um die Baugrundverhältnisse an Hochwasserschutzdeichen einzuschätzen.

Die SIP-Methode (Spektral Induzierte Polarisation) hat im Vergleich zur Geoelektrik den Vorteil, den spezifischen elektrischen Widerstand hinsichtlich seiner Frequenzabhängigkeit darzustellen. So können aus dem komplexwertigen Widerstand Hinweise auf unabhängige, materialspezifische Parameter wie Polarisationsseigenschaften der Materialien gezogen werden. Wie bei der Geoelektrik muss jedoch zwischen verschiedenen Polarisationsseffekten wie zum Beispiel die des Porenfluids und der Tonminerale unterschieden werden, um Rückschlüsse auf Wassergehalte ziehen zu können. Es kann ebenfalls wie bei der Geoelektrik nur am nicht hochwasserbelasteten Teil des Deiches gemessen werden.

Das Georadar hat wie die Geoelektrik und das SIP den Nachteil, dass nicht der gesamte Deich abgebildet werden kann, da an der wasserseitigen Böschung des Deiches nicht gemessen werden kann. Beim Georadar spielt zudem der Tonanteil eine große Rolle. Je höher die elektrische Leitfähigkeit des Bodens, desto größer ist die Dämpfung der elektromagnetischen Wellen und die Eindringtiefe nimmt stark ab. In Tonen liegt die Eindringtiefe bei circa einem Meter. Da Wasser ebenfalls eine hohe elektrische Leitfähigkeit hat, ist die Leistungsfähigkeit des Georadars bei lehmigen Deichen eingeschränkt.

Jedoch wurden zum Beispiel an sandigen Deichen Monitoring-Messungen mittels Georadar [Lieberman u. Lieberman; 2004] durchgeführt. Dazu wurde eine Georadar-Messapparatur entwickelt, mit der eine komplette Deichböschung in Deichlängsrichtung mit einer hohen Fortschrittsgeschwindigkeit von 10 km/h kontinuierlich gemessen werden kann. Dabei konnten in nicht-bindigen Materialien Objekte größer als 10 cm bis 1 m unter Geländeoberkante (GOK) und größer als 20 cm bis 2 m unter GOK aufgelöst werden. Insgesamt wurden Eindringtiefen bis 4 m unter GOK realisiert.

Die Seismik zeigt aufgrund der bisher verwendeten Quellen und deren Anregung im unteren Frequenzbereich eine zu geringe Auflösung im m-Bereich. Deshalb wird sie meist

³Begriffe bei Deichen richten sich nach dem DVWK-Merkblatt Flußdeiche [Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau / Fachausschuß Flußdeiche; 1986]

nur zusammen mit anderen Verfahren eingesetzt. Eine Kombination von geophysikalischen Verfahren wurde zum Beispiel von Knoll et al. [Knoll et al.; 1998] genutzt. Dabei wurde die Geoelektrik mit der Seismik kombiniert. Aus der Geoelektrik wird eine 2D-Widerstandstomographie berechnet. Bei der Seismik werden Vertikalgeophone an der Deichoberfläche angebracht und die Quellpunkte im Deichuntergrund werden mit der als seismischer Quelle verwendeten Rammkernsonde angeregt. Diese Art der Anregung verhindert die wichtigsten Störsignale, die Oberflächenwellen. Mit Hilfe des spezifischen Widerstandes, der P- und S-Wellengeschwindigkeit sind drei voneinander unabhängige Parameter gegeben, die jeweils als Widerstands-, P-Wellenlaufzeit- oder S-Wellenlaufzeit-Tomographie dargestellt und zusammen interpretiert werden können. Dieses Verfahren wird Kombinierte Geophysikalische Lockergesteinstomographie (KGLT) genannt.

Kanowski [Kanowski; 1978] hat 1978 in seiner Dissertation als geophysikalische Methoden die Geoelektrik und die Radiometrie an Deichen untersucht. Zum damaligen Zeitpunkt wurden als Standard in der Deichuntersuchung in Abständen von 100 m Bohrproben entnommen und bodenmechanisch untersucht. Dadurch waren nur punktuelle Aussagen über den Deichzustand möglich. Unter anderem wurden in der Dissertation Einsatzbedingungen für die geophysikalischen Verfahren formuliert und eine "komplexe Methodik zur Deichuntersuchung in situ" vorgestellt, die eine Dokumentation der Deiche und eine Beurteilung der Standsicherheit bestehender Deiche ermöglicht.

Die Dissertation von Sackmann [Sackmann; 2001] von 2001 untersucht wie mit geowissenschaftlichen Methoden Deiche und Dämme erkundet werden können. Dazu werden neben den geologischen Prozessen auch umweltbedingte Einflussfaktoren auf den Deich untersucht. Zur Erkundung von Deichen werden visuelle Beobachtungen, hydrogeologische und geophysikalische Methoden vorgestellt. Als Verfahren angewandt an Deichen wurden die Geoelektrik, die Eigenpotentialmethode, die Mise-à-la-masse-Methode und die Magnetik. Die schon vorher genannten Probleme bei der Interpretation der Geoelektrik werden auch in dieser Arbeit hervorgehoben. Auch die anderen Verfahren sind nicht ausgereift. Die Eigenpotentialmethode wird nicht als zur Routinemethode geeignet angesehen und bei der Mise-à-la-masse-Methode fehlen geeignete AuswerteprozEDUREN.

Das vom BMBF geförderte Projekt DEISTRUKT - Deichstruktur arbeitet derzeit mit mehreren Partnern [Projekt DEISTRUKT] daran, existierende und innovative Methoden zur Schwachstellenanalyse und Strukturerkundung von Deichen zu evaluieren. Dabei werden die Messmethoden Seismik, Geoelektrik, SIP, Georadar und Elektromagnetik untersucht. An ausgewählten Teststandorten sollen die Methoden evaluiert und unter anderem die Effektivität der vorhandenen Methoden erhöht werden.

Zum Thema Deiche fanden ebenfalls Workshops statt. So wurde 2003 zum Beispiel der "Vietnamese German Workshop on Dike Monitoring" in Hanoi [Workshop] abgehalten. Organisiert wurde der Workshop gemeinsam vom Institut für Geologische Wissenschaften am Nationalen Zentrum Vietnams für Naturwissenschaften und Technologie und vom Institut für Geophysik der TU Clausthal. In Vorträgen wurde die Situation an Hochwasserschutzdeichen in Vietnam und Deutschland erörtert und Probleme beschrieben, die die Standsicherheit von Deichen beeinflussen. Ebenso wurden Methoden vorgestellt, die zum Auffinden von Schwachstellen in Deichen führen. Bei den geophysikalischen Verfahren wurden überwiegend Beiträge zur Geoelektrik aber auch zum Georadar vorgestellt.

Im Hinblick auf die vergangenen Hochwasserereignisse bieten auch immer mehr geowissenschaftlich orientierte Firmen Untersuchungen an Deichen, meist mit den Standard-

verfahren, an. So arbeitet zum Beispiel die Firma eastern atlas [Eastern] je nach Zielstellung mit den Methoden Geoelektrik, Georadar, Seismik, Elektromagnetik oder deren Kombination oder das Büro für Geophysik [BFG Lorenz] mit den Methoden Geoelektrik, Elektromagnetik, Seismik, Eigenpotential und Temperaturmessung.

2 Seismisches Monitoring an Lehmdeichen

2.1 Das Projekt "Versagen von Deichen und Dämmen auf und mit Lehmzonen bei Hochwasser"

Am Forschungsvorhaben waren als Projektpartner neben dem GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ Potsdam) das Institut für Bodenmechanik und Felsmechanik (IBF) und das Institut für Wasser und Gewässerentwicklung (IWG) der Universität Karlsruhe beteiligt. Das Forschungsvorhaben hatte zum Ziel, Versagensmechanismen von Deichen aufzuklären, zu beschreiben und diese frühzeitig zu erkennen. Dabei wurden nur Flussdeiche betrachtet, die nicht zoniert aufgebaut sind und aus Lehmen bestehen. In den Lehmdeichen können durch Aufweichungs- und Erosionsprozesse Schäden auftreten, die mit bisherigen Verfahren nicht ausreichend erfasst werden können. Die genauen Versagensmechanismen sind bisher nur unzureichend bekannt.

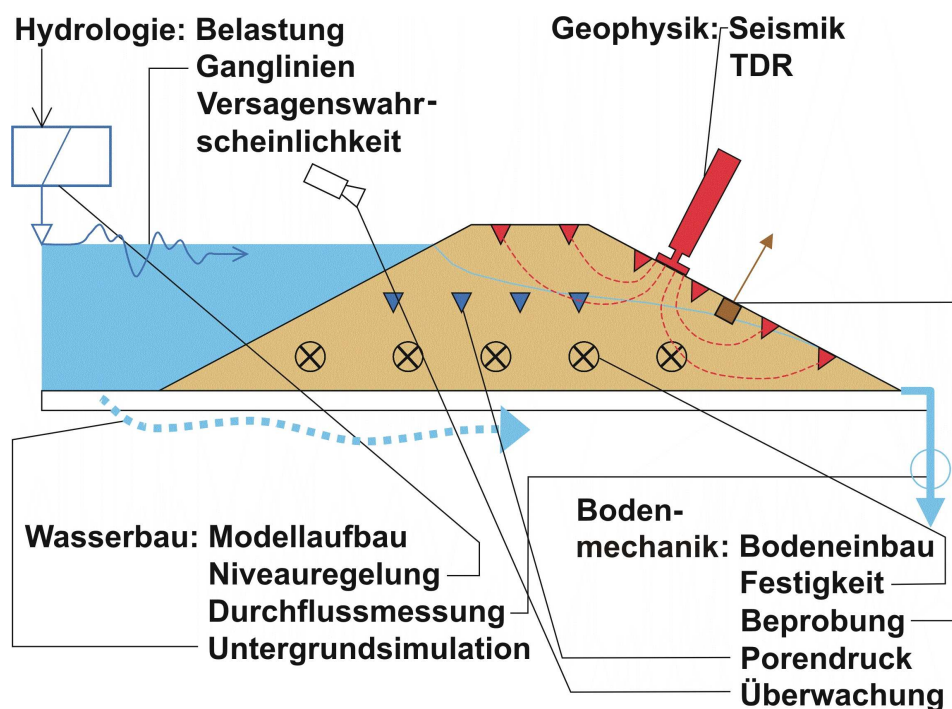


Abbildung 2.1: Vernetzung der Projektpartner am Modelldeich. Die hydrologischen und wasserbaulichen Aspekte wurden vom IWG untersucht. Das IBF war für die Bodenmechanik verantwortlich. Die Seismik wurde vom GFZ Potsdam und die TDR vom IBF durchgeführt.

Die verschiedenen Projektpartner betrachten die Modelldeiche aus unterschiedlichen Blickwinkeln. Die Hydrologie ermittelt die Hochwasserbelastungen an Deichen in Form von Ganglinien und kann Versagenswahrscheinlichkeiten bestimmen. Die Bodenmechanik untersucht dagegen das Verhalten des Deichmaterials unter einer hydraulischen Belastung des Deiches. Die Geophysik beobachtet die Änderungen im Deich, die durch die Hochwasserbelastung auftreten. Dazu sollten im Forschungsvorhaben zerstörungsfreie geophysikalische Untersuchungsmethoden entwickelt und angewendet werden, die die Strukturen im Deichkörper und Deichuntergrund bestimmen. Als geophysikalische Untersuchungsmethoden im Forschungsvorhaben wurden seismische Messungen und TDR-Messungen an den Modelldeichen durchgeführt.

Innerhalb des geophysikalischen Teils des Forschungsvorhabens wurden unter anderem die folgenden Aspekte untersucht:

- Entwicklung eines Konzeptes zum seismischen Monitoring und Feststellung der physikalischen Einsatzgrenzen durch Berechnung synthetischer Seismogramme auf der Basis realer Deichgeometrien und bodendynamischer Materialuntersuchungen
- Weitestmögliche gerätetechnische Anpassung der Seismik für den Einsatz an Deichen durch Entwicklung von Quellen und Empfängern und deren geeignete Ankopplung
- Entwicklung von Rechenalgorithmen zur Invertierung so gewonnener seismischer Messdaten und Kombination der verschiedenen raumzeitlichen Informationen im Sinne einer Tomographie

Am Versuchsstand für großmaßstäbliche Deichmodelle im Theodor-Rehbock-Laboratorium des IWG wurden die einzelnen Projektvorhaben der Partner durchgeführt. Wie in Abb. 2.1 zu sehen, wurden die zwei aufgebauten Modelldeiche mit verschiedenster Messtechnik ausgestattet. Einerseits konnten die Modelldeiche mit stufenlos regelbaren Hochwasserständen hydraulisch belastet werden. Zum anderen wurden die auftretenden Durchsickerungen des Deiches an der Landseite aufgezeichnet. Mit bodenmechanischen Messungen wie zum Beispiel von Porendruck und Festigkeit wurden an verschiedenen Deichpunkten Materialparameter beobachtet. Zudem wurden die geophysikalischen Verfahren Seismik und TDR am Deich angewendet.

2.2 Seismisches Monitoring an den lehmigen Modelldeichen

Vor den seismischen Messungen am großräumigen Modelldeich erfolgten die gerätetechnischen Anpassungen der Seismik. Um die seismischen Messungen über die gesamte Dauer der Versuche sicherzustellen, mussten folgende Punkte berücksichtigt werden:

1. Abstimmung mit den örtlichen Gegebenheiten des Versuchsstandes an der Universität Karlsruhe und den bautechnischen Vorgaben des Versuchsstandes
2. Ein schnellstmöglicher Durchlauf aller Quellpunkte auf einem Deich, um einen annähernd gleichen Zustand der Durchfeuchtung des Deiches an allen Quellpunkten zu gewährleisten

3. Die Reproduzierbarkeit der Messungen an einem einzelnen Quellpunkt

Die bautechnischen Vorgaben des Versuchsstandes wie auch die geplanten Nutzungen des Deiches führten zur Konzipierung eines Messwagens, der auf einer horizontalen Ebene oberhalb des Deiches fahrbar angeordnet ist. Dies hat den Vorteil, dass das komplette seismische Equipment außer den eingebrachten Geophonköpfen den erwarteten Versagensfall des Deiches unbeschadet überstehen kann. Da zudem die seismische Quelle nicht mit der gesamten Last dauernd auf dem Deich aufliegt, wird eine zusätzliche Belastung des Deiches neben der Hochwasserbelastung ausgeschlossen. Außerdem kann mit dem Messwagen jederzeit jeder Quellpunkt angefahren und angeregt werden, unabhängig von der Durchfeuchtung des Deiches und der davon abhängigen Nutzbarkeit der einzelnen Quellpunkte innerhalb einer Messlinie.

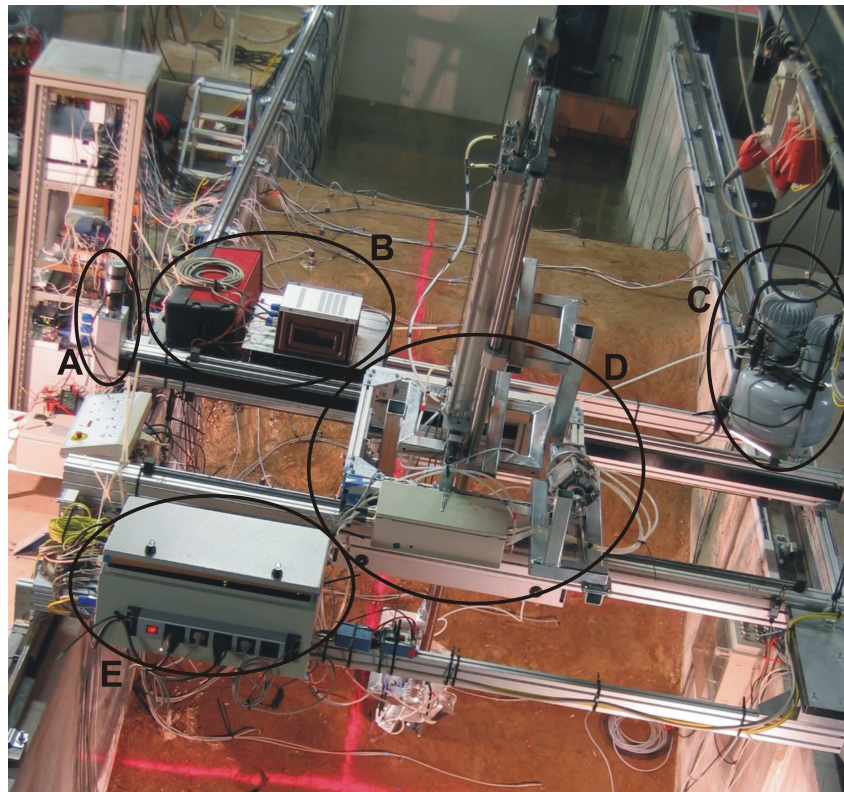


Abbildung 2.2: Seismischer Messwagen im Einsatz auf dem Modelldeich mit SPS-Wagensteuerung (E), Querwagen mit Vibratorhalterung (D), Gleichstrommotor für Querwagenantrieb (A), Sweeptechnik (B) und Druckluftkompressor (C) u.a. zur Anpressung des Vibrators an die Deichoberfläche

Der Messwagen ist ein auf Schienen, die auf den Begrenzungsmauern des Deichmodells montiert sind, laufender Längswagen mit einem integrierten Querwagen (siehe Abb. 2.2). In den Querwagen wurde der Vibrator eingebaut. Während mit dem Längswagen der Vibrator an jeden Punkt quer zur Deichrichtung positioniert werden kann, positioniert der Querwagen die Verschiebung des Vibrators in Deichrichtung und dessen Höhen- und Neigungsverstellung. So lassen sich die Quellpunktpositionen der drei Messlinien (siehe auch Abb. 5.7) auf der Deichoberfläche einstellen.

2.2.1 Das seismische Messsystem

An beiden Modelldeichen wurde ein identischer Messaufbau verwendet. Dieser besteht aus den nachfolgenden Komponenten zur Durchführung einer seismischen Messung:

- **Seismische Quelle** Die seismische Quelle ist ein magnetostriktiver Vibrator. Dieser wird benutzt, um seismische Wellen im Deichkörper anzuregen. Aufgrund der zur Deichoberfläche in Normalenrichtung erzeugten Längenänderungen des Vibrators handelt es sich um einen Vibrator zur Anregung von P-Wellen.
- **Elektronik** Zur Elektronik gehören alle Geräte, die zur Anregung eines Sweeps genutzt werden. Dies sind Verstärker, Transformator, Widerstand, piezoelektrische Beschleunigungsaufnehmer, ein ADwin-GOLD-Computer und ein PC. Um einen Sweep anzuregen, wird mittels eines LabVIEW-Programms und des ADwin-GOLD-Computers ein Sweep berechnet. Vom ADwin-GOLD-Computer wird ein geregelter Sweep ausgegeben und vom Vibrator angeregt. Die Sweepregelung wird in Kap. 2.2.3 beschrieben.
- **Komponenten zur Aufzeichnung des Sweeps und der seismischen Signale** Um die vom Vibrator angeregten seismischen Wellen im Deichkörper aufzuzeichnen, sind die 3-Komponenten-Geophonköpfe mittels Kabel an die seismischen Aufzeichnungsgeräte SUMMIT angeschlossen. Diese seismischen Aufzeichnungsgeräte werden von einem PC mit einem Programm gesteuert, so dass die seismischen Signale eingelesen und gespeichert werden können.

Vor den Messungen an den Modelldeichen wurden Sweeptests durchgeführt, um den für die Messungen optimalen Sweep zu bestimmen. An beiden Modelldeichen in Karlsruhe wurde bei den seismischen Messungen ein Sweep mit den gleichen Parametern (siehe Tab. 2.1) verwendet.

Bei den seismischen Messungen wurden 189 Geophonspuren der 63 Geophonköpfe und 3 Kanäle zur Sweepcharakterisierung also insgesamt 192 Kanäle aufgezeichnet. Dazu wurden 4 Compact-Summits mit je 24 Kanälen und bis zu 55 2-Kanal-Summits als seismische Aufzeichnungsgeräte verwendet. Die Summits wurden so eingerichtet, dass die Kanäle sortiert eingelesen werden und das Preprozessing der Datenbearbeitung möglichst kurz ist. Die seismischen Daten wurden mit den Parametern in Tab. 2.1 aufgezeichnet.

Damit ein schneller Messdurchlauf gewährleistet ist, wurden jeweils 96 Kanäle getrennt aufgezeichnet. Es wurden dazu zwei PC's zum Einlesen benutzt, die die seismische

Sweepparameter		Einleseparameter	
Länge	500 ms	Länge	576 ms
Anfangstaper	15 ms	Samplerate	16 kHz
Endtaper	50 ms	Samples	9216
Frequenzband	300 bis 6300 Hz		
Samplerate	80 kHz		

Tabelle 2.1: Parameter des erzeugten Sweeps und die Parameter der seismischen Aufzeichnungsgeräte

Messung mit der gleichen Dateikennung abspeichern. Für die Dateikennung wurde eine fortlaufende Nummerierung gewählt. Durch die Verwendung von 2 PC's konnte eine Halbierung der Zeit erreicht werden, die benötigt wird, um die seismischen Signale aufzuzeichnen, in der Qualität zu prüfen und abzuspeichern. Nachfolgend werden die einzelnen Komponenten der Messtechnik und deren Anpassung für den Einsatz an den Modelldeichen im Theodor-Rehbock-Laboratorium an der Universität Karlsruhe vorgestellt.

2.2.2 3-Komponenten-Geophonköpfe und seismische Aufnahme-geräte

Zu Beginn des Projektes musste eine Entscheidung über den Typ des Signalaufnehmers, Geophon oder piezoelektrische Aufnehmer, getroffen werden. Messungen mit Geophonen ergaben keine Einschränkungen hinsichtlich der Empfindlichkeit gegenüber den aufzuzeichnenden hohen Frequenzbereichen. Da die eher für hohe Frequenzbereiche genutzten piezoelektrischen Aufnehmer deutlich höhere Kosten verursacht hätten, wurden für dieses Projekt die Geophone GS-14-L3 der Firma Geospace verwendet. Diese Geophone wurden am GFZ Potsdam schon in 3-Komponenten-Geophonankern für untertägige seismische Messungen genutzt. Für das Deichprojekt wurden nun neue Geophonköpfe entwickelt, wobei die bewährte Anordnung mit Geophonen in den 3-Komponenten-Geophonankern weiter spezifiziert werden musste.

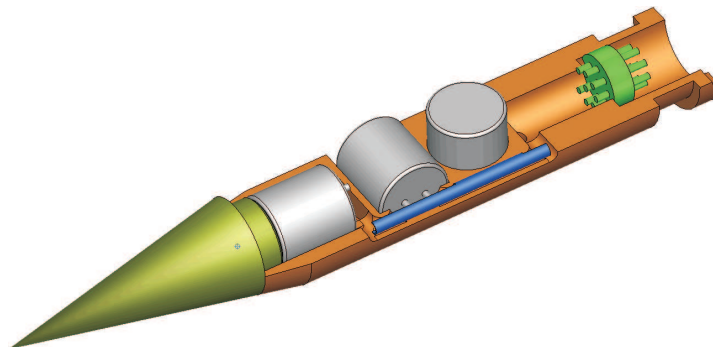


Abbildung 2.3: Innere Ansicht der entwickelten 3-Komponenten-Geophonköpfe mit kegelförmiger Spitze. Der Geophonkopf hat eine Länge von 165 mm und einen Durchmesser von 26 mm.

Die Geophone wurden im Geophonkopf mit dem kleinstmöglichen Abstand angeordnet. Dies war notwendig, um bei minimalen seismischen Wellenlängen von 20 cm näherungsweise von einem Empfängerpunkt bei den drei Geophonen ausgehen zu können. Da die Geophonköpfe über die gesamte Länge in den Deichkörper eingebracht werden und die Geophone nicht zu tief unterhalb der Dechoberfläche angeordnet sein sollen, wurde ein möglichst kleiner Geophonkopf entwickelt. Durch das Einbringen der Geophone einige Zentimeter unterhalb der Dechoberfläche wird zudem der Anteil der Oberflächenwellen am gesamten Wellenfeld minimiert.

Verwendet wurde eine neue kegelförmige Spitze für den Geophonkopf, wie Abb. 2.3 mit dem für den Deicheinsatz entwickelten Geophonkopf zeigt. Um während eines Hochwasserereignisses eine durchgehende Messung mit Datenübertragung an allen Geophonpunkten

auf der Deichoberfläche zu gewährleisten, wurde bei einem Drittel aller 3-Komponenten-Geophonköpfe das Übertragungskabel an den Geophonkopf angeschlossen und wasserfest verklebt.

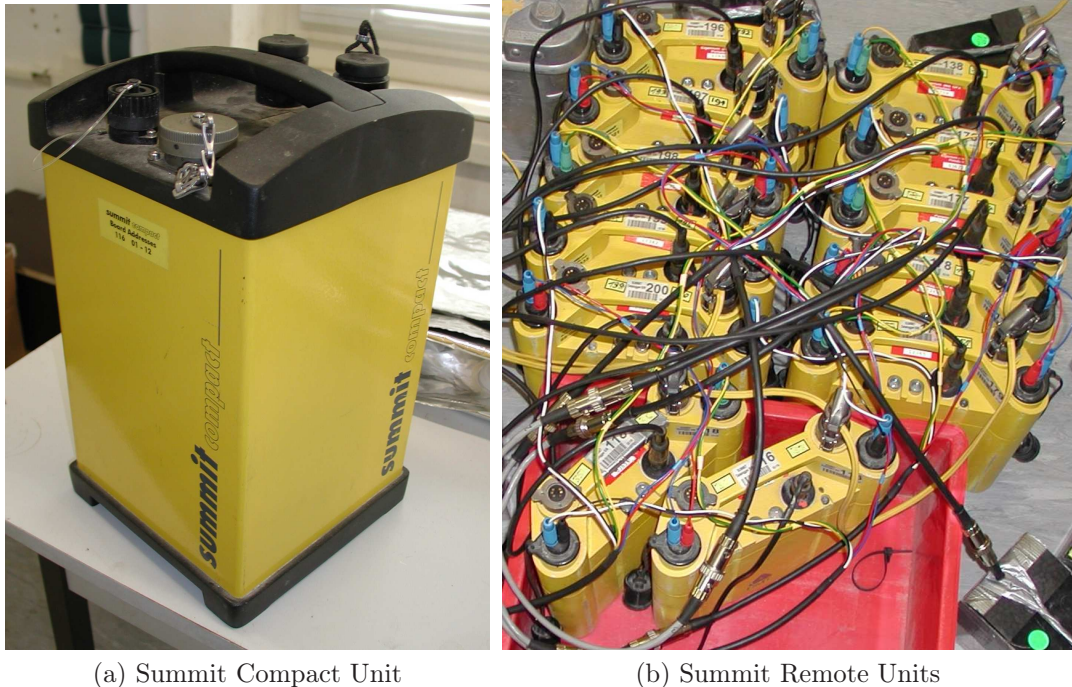


Abbildung 2.4: Die seismischen Akquisitionssysteme

Zur seismischen Datenakquisition wurden von der Firma DMT hergestellte Summits verwendet. Es wurden Summit Compact Units (siehe Abb. 2.4a) verwendet, die 24 Kanäle aufzeichnen können. Da die vorhandenen vier Summit Compact Units nicht für alle 196 aufzuzeichnenden Kanäle ausreichten, wurden zudem 2-kanalige Summit Remote Units (siehe Abb. 2.4b) vom Gerätepool Geophysik des GFZ Potsdam ausgeliehen.

2.2.3 Echtzeit-geregelter magnetostriktiver Vibrator

Ein bisher vom GFZ Potsdam für Festgestein genutzter Vibrator der Firma Etrema Products, Inc. wurde im Rahmen des Deichprojektes für die Anwendung an Sedimente angepasst. Die Vibrationen während einer Sweepanregung werden durch den magnetostriktiven Effekt verursacht. Magnetostriktion ist eine Eigenschaft ferromagnetischer Materialien. Ferromagnetische Materialien zeigen bei Raumtemperatur in einem Magnetfeld eine hohe Magnetisierung und es tritt je nach Material eine Längen- oder Volumenänderung auf.

Im magnetostriktiven Vibrator befindet sich innerhalb einer Spule ein elastisch mit einer Feder vorgespannter Stab, der abwechselnd aus Scheiben des ferromagnetischen Materials TERFENOL-D und dünnen Scheiben von Permanentmagneten besteht. Die Vorspannfeder soll Querkräfte vermeiden und gibt die maximale Kraft vor, die durch den Aktuator abgegeben werden kann. Fließt ein Strom durch die Spule, so wird parallel zum Stab ein Magnetfeld erzeugt und der Stab unterliegt einer Längenänderung. Diese in Abhängigkeit vom Magnetfeld stehenden Längenänderungen werden zur Anregung

seismischer Wellen im Erdboden mittels eines Sweeps genutzt.

Der Sweep ist ein sinusförmiges Signal über einen bestimmten Frequenzbereich. Meist wird ein linearer Sweep verwendet, also das Durchfahren eines festgelegten Frequenzbereiches in einer vorgegebenen Zeit. Der Sweep kann hinsichtlich der Zeitdauer, der Anfangs- und Endfrequenz und der Amplitude variiert werden.



(a) magnetostruktiver Vibrator



(b) Vibrator im Einsatz

Abbildung 2.5: Im Bild 2.5a ist der magnetostruktive Vibrator mit einer Anpressplatte von 120 mm im Durchmesser abgebildet, im Bild 2.5b ist der Vibrator im Einsatz am Karlsruher Großmodelldeich zu sehen, hier angepresst an einen Quellpunkt an der landseitigen Deichböschung.

Ein Vorteil des Vibrators ist, dass im Gegensatz zu einem kurzen Impuls, wie zum Beispiel bei einem Hammerschlag, die gesamte benötigte Energie auf ein bis zu mehrere Sekunden dauerndes Signal verteilt wird. So ist eine deutlich kleinere Schwingungsamplitude im Vergleich zum Hammerschlag möglich. Ein weiterer Vorteil ist der deutlich höhere und definierte Frequenzbereich, der im Vergleich zu anderen seismischen Quellen angeregt wird. Zudem ist das Quellsignal genau bekannt. Tab. 2.2 zeigt einige technische Daten des Vibrators.

Um alle Frequenzen auch über die jeweiligen Entfernungen von der Quelle zu den Empfängern aufzeichnen zu können, ist es unter anderem notwendig, dass die Frequenzen mit einer ausreichend hohen Energie, regelbar über die Amplitude des Sweeps, angeregt werden. Der Vibrator wird außerdem an den Untergrund angepresst, um die Ankopplung an den Boden zu verbessern. Dabei darf der Anpressdruck einen vorgegebenen Grenzwert nicht überschreiten, da sonst das Material nachgibt und ein Deichbruch gefördert werden kann.

Wird ein Sweep durch den magnetostruktiven Vibrator ausgelöst, so wird dieser wäh-

Eigenschaft	Wert
Anpressdruck	bis zu 1 t
Maximale Leistung	3 kW
Maximalkraft	22 kN
Frequenzbereich	0 bis 15 kHz
Gesamtmasse	13,8 kg
Länge	285 mm
Durchmesser	100 mm

Tabelle 2.2: Technische Daten des Vibrators laut Herstellerangaben

rend der Erregung durch die Ankopplung an das Medium in der Amplitudenstärke variiert (siehe Abb. 2.6). Grund sind An- und Rückkopplungseffekte des Systems Vibrator/Medium, aber auch das eigene Übertragungsverhalten des Vibrators. So weisen die Eigenfrequenzen des Vibrators bei Resonanz erwartungsgemäß höhere Beschleunigungen auf. Die niedrigen Frequenzen bis 1500 Hz werden hingegen weniger stark beschleunigt, da bei diesen Frequenzen eine längere Zeit für die Geschwindigkeitsänderungen in den einzelnen Schwingungen zur Verfügung steht. Für die seismische Auswertung ist eine gleichmäßige Anregung aller Frequenzen wünschenswert. Um einen möglichst gleichmäßigen Amplitudengang über alle Frequenzen des Sweeps zu gewährleisten, wurde am GFZ Potsdam ein Echtzeit-Regler entwickelt.

Das Signal von einem piezoelektrischen Beschleunigungssensor (Kopfsignal genannt, siehe Abb. 2.6 unten), der die Beschleunigung in der Anpressplatte zwischen dem Vibrator und dem Untergrund ermittelt, wird für die Regelung des Sweepsignals genutzt. Das Kopfsignal entspricht dem tatsächlich im Medium angeregten Sweep. Mittels eines

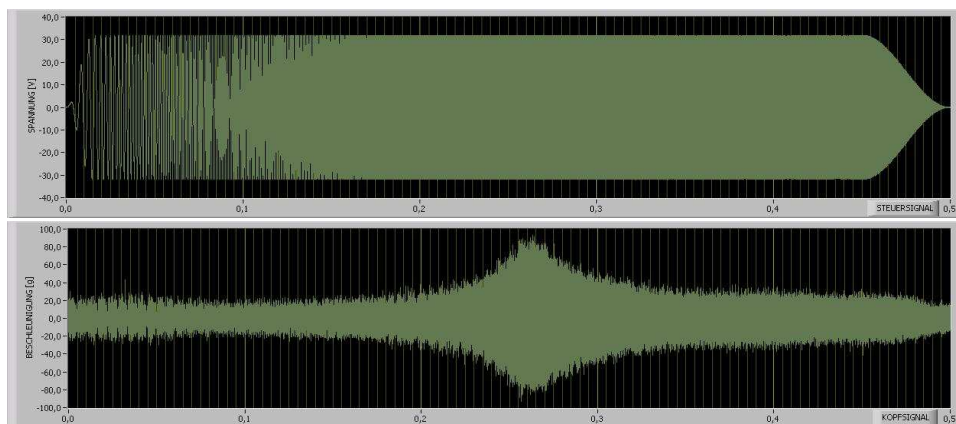


Abbildung 2.6: Oben ist der angeregte unregelte Sweep mit einer Länge von 0,5 s und einem Frequenzband von 100 bis 6100 Hz abgebildet. Das Kopfsignal im unteren Bild zeigt die unten an der Anpressfläche zwischen dem Vibrator und dem Untergrund aufgezeichnete Beschleunigung. Deutlich zu erkennen sind die durch das Übertragungsverhalten des Vibrators beeinflussten Beschleunigungswerte und die Eigenfrequenz des Vibrators bei ungefähr 3200 Hz.

Regelalgorithmus wird die Amplitude des Sweeps der jeweiligen Frequenz variiert. Der Regelalgorithmus [Barth; 2005] stellt eine Mischung aus einem Verhältnisregler und einem Wichtungsregler dar. Dabei geht einerseits das Verhältnis der gewünschten Sollbeschleunigung des anzuregenden Sweeps mit der tatsächlichen Istbeschleunigung, gemessen durch den Beschleunigungssensor, in den Regelalgorithmus ein. Andererseits erfolgt eine Mittelung und Wichtung der Amplituden.



Abbildung 2.7: Der ADwin-GOLD-Computer bietet neben analogen, digitalen und USB-Schnittstellen, einen schnellen Prozessor und einen lokalen Speicher. Der Prozessor verarbeitet jeden Messwert sofort. Der Echtzeitkern verwaltet die Prozesse prioritätengesteuert, so dass die Echtzeitfähigkeit gewährleistet bleibt.

Der unregelte Sweep $s(t)$ wird mit einem LabVIEW-Programm auf dem ADwin-GOLD-Computer (siehe Abb. 2.7) parametrisiert und berechnet. Mit der unteren und oberen Frequenz f_u, f_o des Frequenzbandes und der Länge des Sweeps T wird mit folgender Sweepformel der Sweep bestimmt:

$$s(t) = \sin \left(2\pi \left(f_u + \frac{f_o - f_u}{2T} t \right) t \right) \quad (2.1)$$

Für die Regelungstechnik ist mindestens eine zehnfache Abtastung jeder Schwingung notwendig, bei den hier verwendeten Frequenzen bis zu 6 kHz also eine Abtastfrequenz von 60 kHz. Dazu wurde ein echtzeitfähiger Computer wie das ADwin-GOLD-System benötigt, der hohe Abtastfrequenzen von bis zu 80 kHz leisten kann. Soll ein Sweep angeregt werden, so wird dieser über den ADwin-GOLD-Computer auf einen Leistungsverstärker gegeben, der den Aktuator anregt. Über den piezoelektrischen Beschleunigungsaufnehmer in der Anpressplatte wird die Beschleunigung am Einkoppelungspunkt bestimmt und als Istbeschleunigung an den Echtzeit-Regler gegeben. Dieser vergleicht den Wert mit der Sollbeschleunigung und gibt die nach dem Regelalgorithmus korrigierte Beschleunigung an den Verstärker zur Ausgabe des Sweeps.

Abb. 2.8 zeigt die Wirkung des Echtzeit-Regelungssystems auf den Sweep. Alle Frequenzen des Sweeps werden nach der Regelung mit annähernd gleicher Amplitude angeregt. Die hohen Beschleunigungen durch die Resonanz an der dominierenden Eigen-

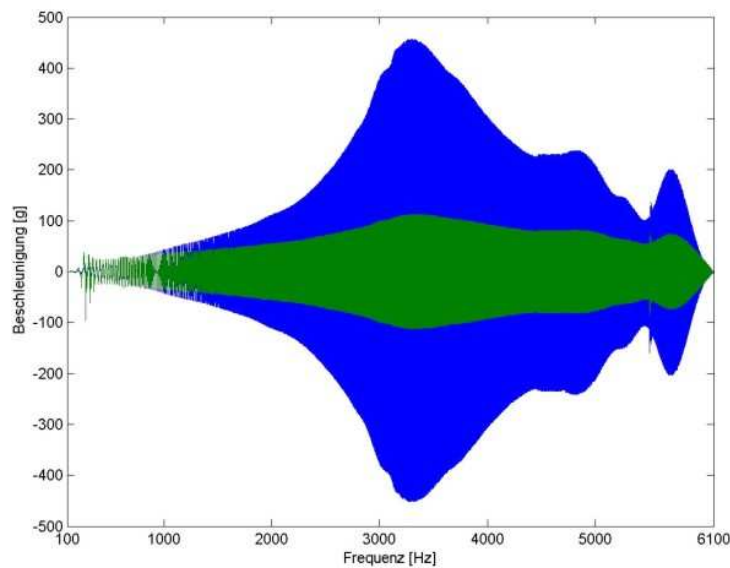


Abbildung 2.8: Die Echtzeit-Regelung angewendet auf den unregulierten Sweep (blauer Graph) führt zum geregelten Sweep (grüner Graph) mit annähernd gleichen Amplituden für alle angeregten Frequenzen des Sweeps mit einem Frequenzband von 100 bis 6100 Hz.

frequenz von 3,2 kHz werden mit dem Regelalgorithmus stark minimiert während die Beschleunigungen bei den niedrigen Frequenzen bis 1000 Hz deutlich erhöht werden. Der so mit dem Echtzeit-Regler geregelte Sweep ist für die Anwendung an den Modelldeichen geeignet, da alle Frequenzen ungefähr gleich stark angeregt werden.

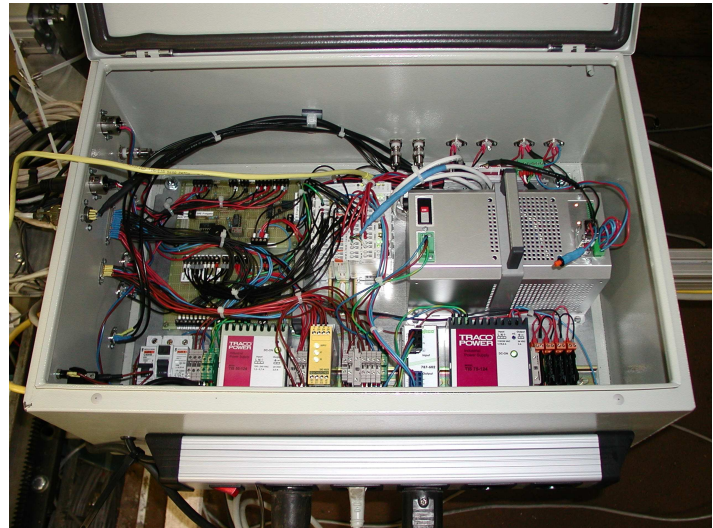
2.2.4 Aufbau und Steuerung des Messwagens

Um den Zeitaufwand eines Durchlaufs aller Quellpunkte auf der Deichoberfläche so weit wie möglich zu minimieren, wurde das Anfahren der Messpunkte durch den Einsatz einer Speicherprogrammierbaren Steuerung (SPS) automatisiert. Die SPS kann mit Hilfe von zwei Bedienpaneelen (siehe Abb. 2.9b) in einem automatischen Modus eine Messlinie automatisch abfahren, während im manuellen Modus der Wagen beliebig in seiner Position geändert werden kann. Die SPS ermöglicht es, dass innerhalb einer Messlinie der Messwagen automatisch alle Quellpunkte anfährt und der Vibrator an den jeweiligen Quellpunkt angepresst wird. So mussten während eines Messdurchlaufs aller Quellpunkte auf dem Deich nur die Anregung am Quellpunkt mit einem Sweep, das Einstellen der drei Messlinien mit dem Querwagen und die Grundkippstellung des Vibrators am ersten Quellpunkt der Messlinie von Hand getätigt werden. Diese halbautomatische Durchfahrgang aller Quellpunkte eines Messdurchlaufs führte zu einer Reduzierung des Zeitaufwands um bis zu einer Stunde im Vergleich zur manuellen Messsteuerung.

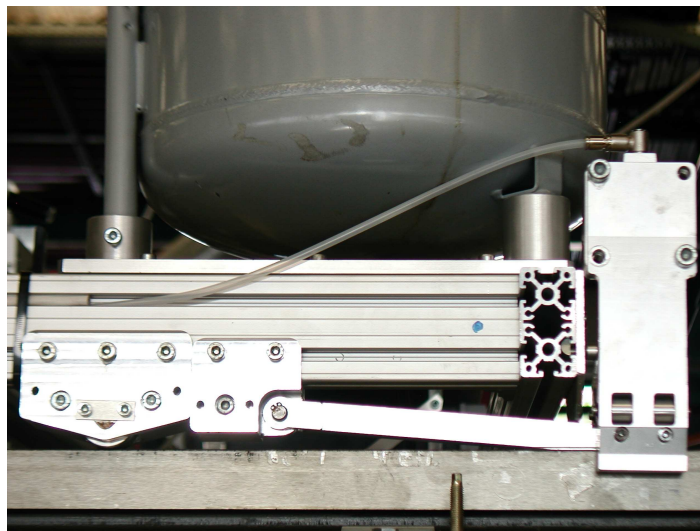
Die Bewegung des Messwagens in beide Richtungen quer zum Deich wird über einen Gleichstrommotor gesteuert, der mit einem Ritzel in eine an den Schienen montierte Zahnstange greift. Die stufenlose Positionierung des Querwagens wird über einen Zahnriemenantrieb eines Gleichstrommotors (siehe auch Abb. 2.10a) in beide Deichrichtungen



(a) Bedienpaneel



(b) SPS



(c) Bremse



(d) Endschalter

Abbildung 2.9: Die SPS-Wagensteuerung mit ihren einzelnen Bestandteilen (b) und deren Bedienpaneel (a) am Deichwagen während der Versuche im Theodor-Rehbock-Laboratorium an der Universität Karlsruhe. Die Bremse (c) blockiert den Messwagen. Der Endschalter (d) bewirkt beim Überfahren einer Endmarkierung vor dem Schienenende den Stopp des Wagens.

zur Einstellung der jeweiligen Messlinie ermöglicht.

Für die Entwicklung der einzelnen Komponenten war die Sicherheit während der seismischen Messungen, aber auch während notwendiger Arbeiten am Deich oder am Messwagen ein wichtiger Aspekt. So wurden mit Druckluft arbeitende Bremsen in den Messwagen integriert (siehe Abb. 2.9c), die den Messwagen blockieren, sobald sich dieser nicht in einer Bewegung quer zum Deich befindet. Zudem befinden sich an beiden Bedienpaneelen Notaus-Tasten, die beim Auslösen sofort den Vibrator in seine Ruhestellung zurückfahren. Um den Messwagen nicht über das Schienenende hinausfahren zu lassen, wurden zwei

Endschalter (siehe Abb. 2.9d) an dem Messwagen angebracht, die beim Auslösen an den Endmarkierungen der Schienen sofort den Wagen stoppen.

Um den Vibrator unabhängig von den Deichböschungen senkrecht zur Oberfläche absenken zu können, wurde eine Kipptechnik (siehe Abb. 2.10b) in den Querwagen integriert. Mithilfe von Pneumatikzylindern wird die Vibratorhalterung über eine Drehung um eine Lagerung in die jeweilige Kippposition gebracht. Die Kipptechnik berücksichtigt die geplanten Neigungswinkel der Böschung und ermöglicht die Absenkung des Vibrators je nach Deichböschung geneigt oder an der Deichkrone senkrecht zur Dechoberfläche. Das Absenken des Vibrators erfolgt über eine Führung aus Linearkugellager und Wellen und wird mit einer Kombination aus Pneumatikzylindern (siehe Abb. 2.11) und einer Hubverdopplung durch eine Seil- und Rollenanordnung gesteuert.

Der Anpressdruck für den magnetostriktiven Vibrator ist bei Sedimenten im Vergleich zum Festgestein geringer. Daher musste die Anpresstechnik, die mittels Druckluft arbeitet, geändert werden. Um den Anpressdruck aufzubauen, wird die Absenktechnik genutzt (siehe auch Abb. 2.10b). Der Anpressdruck wurde so eingestellt, dass er die maximale Belastbarkeit des Deiches nicht überschreitet, da sonst das Deichmaterial nachgibt und ein punktueller Deichbruch hervorgerufen werden kann. Eine LED zeigt bei der Anpressung des Vibrators an die Dechoberfläche an, ob der eingestellte Anpressdruck erreicht wurde und somit eine seismische Messung durchgeführt werden kann. Um eine Schwingungsentkopplung des Vibrators vom Rest der Apparatur sicherzustellen, wurden drei Rollbalgzylinder (siehe auch Abb. 2.5b) in die Vibratorhalterung integriert.

Abb. 2.11 zeigt eine der technischen Planungen zur Konstruktion des Messwagens. Wie in der Abbildung zu erkennen, befand sich direkt über dem geplanten Deichmodell ein



(a) Gleichstrommotor



(b) Querwagen

Abbildung 2.10: (a) zeigt den Gleichstrommotor, der über einen Zahnriemenantrieb die Position des Querwagens einstellt. (b) zeigt den Querwagen mit dem integrierten Vibrator und dessen Kipp- und Absenktechnik.

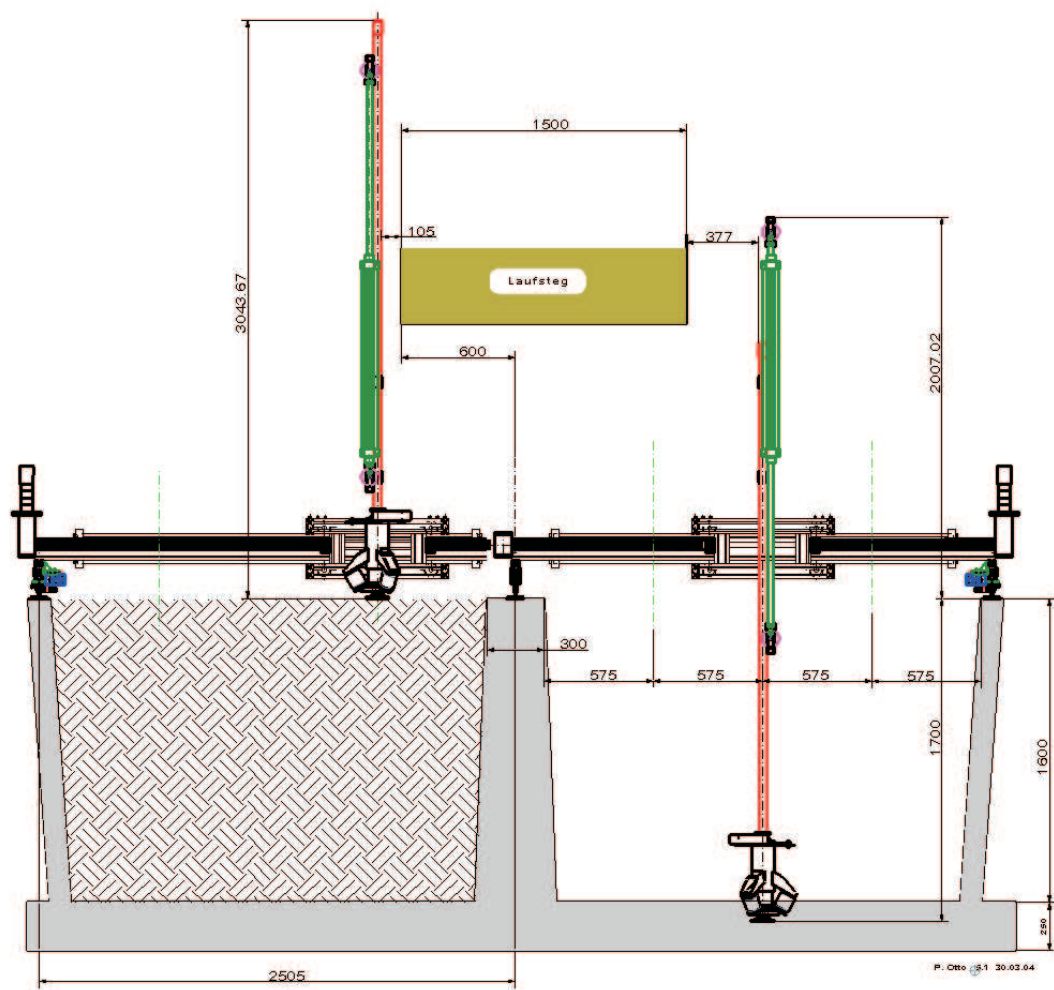


Abbildung 2.11: Technische Planungen zum Messwagen mit Berücksichtigung der Platzbedingungen im Theodor-Rehbock-Laboratorium und verschiedenen Zuständen der Absenktechnik

Laufsteg im Theodor-Rehbock-Laboratorium, der bei der Konstruktion des Messwagens aber auch bei der Planung der seismischen Messungen berücksichtigt werden musste. So wurde die Bewegung des Querwagens mit Endschaltern eingeschränkt. Bei dem rechten Deichmodell in Abb. 2.11 mussten die seismischen Messlinien an den vorhandenen Platz angepasst werden.

2.3 Theoretische Einsatzgrenzen der Seismik

Ein Konzept zum seismischen Monitoring wurde anhand der zu erwartenden physikalischen Einsatzgrenzen entwickelt. Zu Beginn des Deichprojektes wurden die in Frage kommenden Lehmmaterialien für die Deichmodelle festgelegt. Dies sind die als Waldstadt, Wolfartsweier und Berghausen bezeichneten Lehme. Aus den zu erwartenden seismischen

Material	v_p [m/s]	v_s [m/s]	Material	Dichte [kg/m ³]
Lehm	500-1900	440-1080	Lehm	0,76-1,57
Lehm, feucht	200-1200		Erdfeucht, krümelig	1,0-1,5
Seebodenlehm			Stampflehm	2,2
nicht vollständig gesättigt	700-1300	290-540	Abgemagerter Lehm	0,6
gesättigt	1300-1800	390-530	Lehm	1,2-2,0
Gehängelehm	300-1000	120-400		

Tabelle 2.3: Seismische Ausbreitungsgeschwindigkeiten und Dichten von Lehmen (aus [Meissner u. Stegena; 1977], [Schön; 1996])

Wellengeschwindigkeiten und den Frequenzen des Vibrators wurden die physikalischen Einsatzgrenzen des seismischen Systems bestimmt. Dazu zählen das zu erwartende Auflösungsvermögen der seismischen Messungen aber auch eine Abschätzung des Abstandes der Geophonpunkte. Um den Geophonabstand für die seismischen Messungen an den Karlsruher Großmodellen abzuschätzen, wurde die räumliche Auflösung in Abhängigkeit von Frequenz, seismischer P-Wellengeschwindigkeit und Neigung eines Reflektors betrachtet. Zudem wurden die zu erwartenden horizontalen und vertikalen Auflösungen untersucht.

Die Tabelle 2.3 zeigt für verschiedene Lehme geo- und petrophysikalische Parameterwerte wie seismische Ausbreitungsgeschwindigkeiten und Dichten aus Literaturangaben. Die einzelnen Parameter, insbesondere die P-Wellengeschwindigkeit, zeigen eine große Bandbreite.

Horizontale Auflösung Die horizontale Auflösung gibt Aufschluss darüber, inwieweit zwei Reflexionspunkte in einem Reflektor unterschieden werden können. Alle Reflexionspunkte, die innerhalb der ersten Fresnelzone liegen, sind nicht zu unterscheiden. Die erste Fresnelzone ist abhängig von der Wellenlänge λ und der Tiefe z_0 des Reflektors. Die erste Fresnelzone mit dem Radius R ergibt sich aus den Strahlwegen unterhalb des Geophonpunktes, die sich bis zu $\lambda/4$ von der Reflektortiefe unterscheiden.

$$R = \sqrt{\frac{1}{2}z_0\lambda + \frac{\lambda^2}{16}} \approx \sqrt{\frac{1}{2}z_0\lambda} \quad (2.2)$$

Eine unabhängige Information über den Reflektor ist möglich, wenn der Abstand der Geophonpunkte größer ist als der Durchmesser der Fresnelzone [Militzer u. Weber; 1987]. Aus Tabelle 2.4 ergibt sich somit für eine Reflektortiefe von einem Meter, dass die Geophonpunkte erst ab einem Abstand von einem halben bis zu einem dreiviertel Meter eine unabhängige Information über den Reflektor liefern. Für verschiedene Reflektortiefen z_0 verdeutlicht Abb. 2.12 die horizontale Auflösung in Abhängigkeit von der Wellenlänge λ .

Vertikale Auflösung Die vertikale Auflösung wird mit einem Viertel der Wellenlänge λ bestimmt. Alle Schichtdicken, die größer als die vertikale Auflösung sind, können somit aufgelöst werden. Die Tabelle 2.4 zeigt, dass bei den angenommenen Frequenzen und Geschwindigkeiten der P-Welle Schichtdicken von ungefähr 5 cm aufgelöst werden können.

v_p [m/s]	200	300	400	500	200	300	400	500	200	300
Frequenz [Hz]	1000	1000	1000	1000	1500	1500	1500	1500	2000	2000
Wellenlänge [cm]	20	30	40	50	13,3	20	26,7	33,3	10,0	15
Auflösung [cm]										
Vertikal	5	7,5	10	12,5	3,3	5	6,7	8,3	2,5	3,8
Horizontal	63,2	77,5	89,4	100	51,6	63,2	73,0	81,6	44,7	54,8

Tabelle 2.4: Vertikale und horizontale Auflösungen für verschiedene Frequenzen und P-Wellengeschwindigkeiten bei einer Reflektortiefe von 1 m

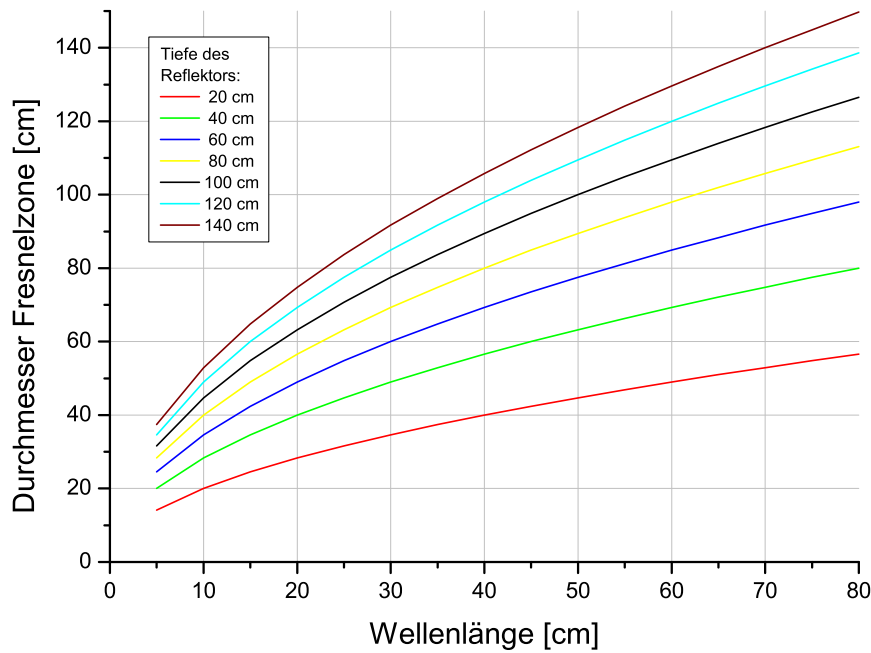


Abbildung 2.12: Abhängigkeit der Fresnelzone von der Tiefe des Reflektors z_0 und der Wellenlänge λ

Räumliche Auflösung Die räumliche Auflösung gibt Hinweise auf den Geophonabstand unter Berücksichtigung der Neigung ϕ des Reflektors. Dazu wird bei der Bestimmung der Fresnelzone der geneigte Reflektor berücksichtigt. Dann ergibt sich der Radius R der ersten Fresnelzone folgendermaßen:

$$R = \frac{\sqrt{\frac{1}{2}z_0\lambda + \frac{\lambda^2}{16}}}{\cos \phi} \quad (2.3)$$

Abb. 2.13 zeigt graphisch die Abhängigkeit der Fresnelzone von Parametern wie z.B. P-Wellengeschwindigkeit v_p und Reflektorneigung ϕ . Eine ausreichende räumliche Auflösung ist gegeben, wenn der Geophonpunkt Abstand mindestens so groß wie der Durchmesser der Fresnelzone ist. Damit ergibt sich nach Abb. 2.13 für die seismischen Messungen ein Geophonpunkt Abstand von mindestens 0,4 m.

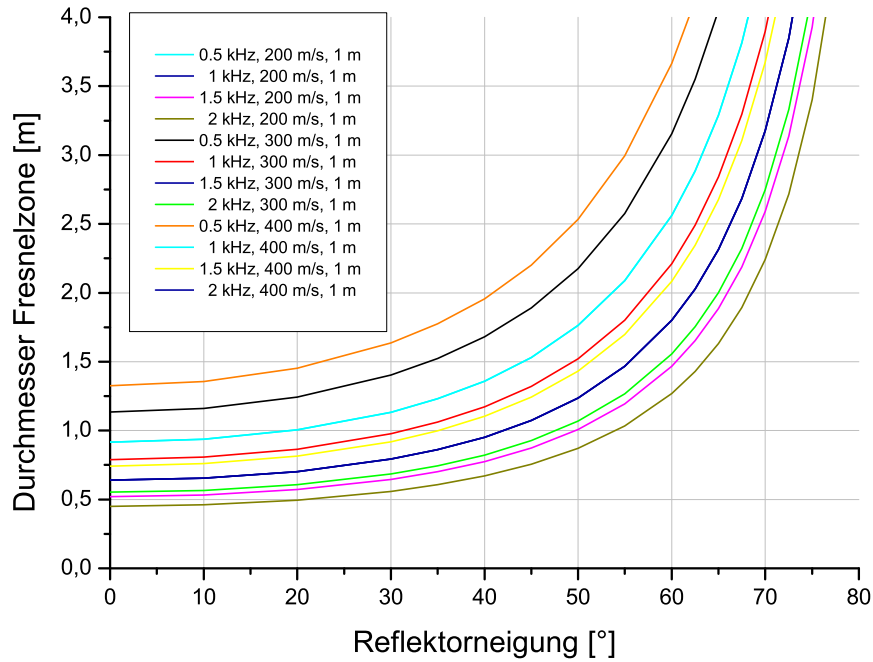


Abbildung 2.13: Abhängigkeit der Fresnelzone von der Neigung ϕ des Reflektors bei einer Reflektortiefe von einem Meter

Aliasing Eine Abschätzung des Geophonpunktabstandes Δx erhält man ebenso über die Phasenunterschiede der einfallenden Wellen an den Geophonen, auch Aliasing genannt. Diese sollten sich bei der gleichen Wellenfront nicht um mehr als eine halbe Wellenlänge unterscheiden (siehe auch [Meissner u. Stegena; 1977], [Militzer u. Weber; 1987]). Der Geophonpunktabstand lässt sich somit abschätzen mit:

$$\Delta x = \frac{\lambda}{2 \sin \vartheta} \quad (2.4)$$

Dabei stellt ϑ den Winkel der einfallenden Welle zur Geophonebene dar. Im Diagramm in Abb. 2.14 sind einige denkbare Konstellationen der einzelnen Parameter dargestellt. Mit zunehmendem Winkel, das heißt die einfallende Welle verläuft immer steiler zur Geophonebene, muss dementsprechend der Geophonabstand immer kleiner werden. Der Geophonabstand kann um so größer gewählt werden, je flacher die einfallende Welle zur Geophonebene verläuft. Bei einem Winkel von 0° trifft die einfallende Welle somit an den einzelnen Geophonen gleichzeitig ein. Im Fernbereich der seismischen Quelle ist eher mit einem flachen Einfallswinkel der Welle zu rechnen, zum Beispiel durch refraktierte Wellen am Untergrund des Deiches. Zudem sind im Fernbereich die angeregten Frequenzen der höheren Frequenzbereiche schon stark gedämpft. Somit sind Geophonpunktabstände von 40 cm hinsichtlich des Aliasings unproblematisch. Lediglich im Nahbereich der Quelle ist eher mit einem großen Einfallswinkel der Welle zu rechnen und die angeregten Frequenzen des Sweeps sind noch nicht sehr stark gedämpft. Für diese Fälle sind geringere Geophonpunktabstände von 20 cm wünschenswert.

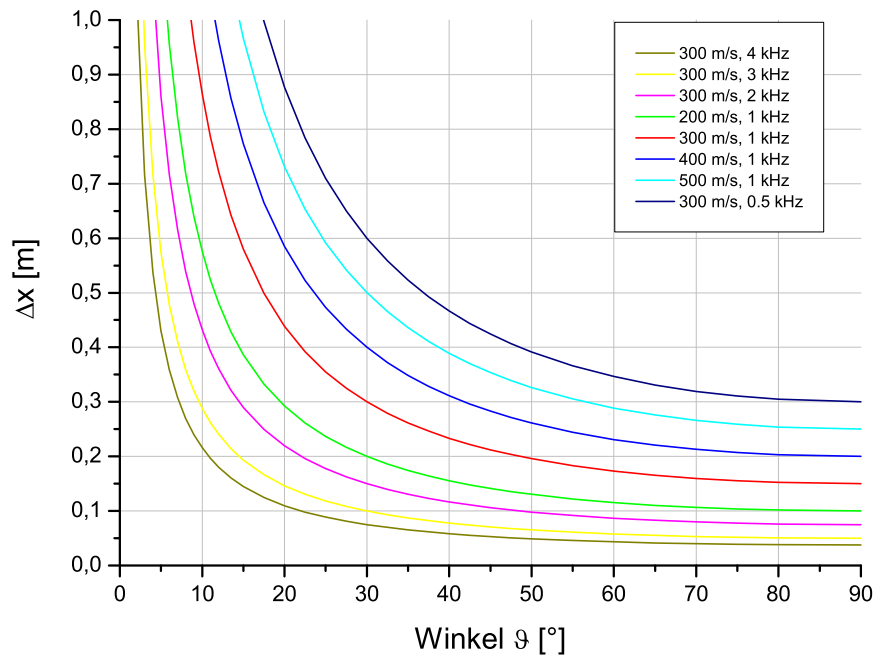


Abbildung 2.14: Abhängigkeit des Geophonpunktabstandes Δx von der Neigung ϑ der einfallenden Welle

Festlegung der Geophonpunktabstände Ausgehend von der räumlichen und horizontalen Auflösung sind Geophonpunktabstände von 40 cm ausreichend, dahingegen ergeben sich aus der Abschätzung der Geophonpunktabstände nach dem Aliasing je nach Parameter kleinste Geophonpunktabstände von circa 20 cm. Bei dem geplanten Deichaufbau im Karlsruher Deichmodell mit einer Flankenneigung von 1:2,5 ergeben sich je Messlinie maximal 42 Geophonkopfpunkte mit 20 cm Abstand. Bei drei Messlinien mit je 42 3K-Geophonkopfpunkten werden für den gesamten Deich insgesamt 378 Geophone benötigt. Da die Größe des Vibratorkopfes nur einen Mindestabstand der Geophonpunkte von 25 cm zuließ und die Kosten für das Projekt zu hoch gewesen wären, wurden die seismischen Messungen auf den Karlsruher Modelldeichen mit Geophonpunktabständen von 40 cm durchgeführt (siehe auch Abb. 5.7). Somit wurden in jedem Modelldeich insgesamt 189 Geophone für alle drei Messlinien eingebaut.

3 Petrophysikalische Eigenschaften der Lehme

3.1 Ultraschallmessungen

An Proben der für den Deichbau geplanten Lehmmaterialien wurden Ultraschallmessungen durchgeführt. Das verwendete Ultraschallmessgerät, das Koffer-Messsystem UKS 12 der Firma Geotron-Elektronik, arbeitet mit 6 Frequenzen von 20 bis 350 kHz. Aufgrund der dadurch kleinen Wellenlängen können je nach Schallgeschwindigkeit der untersuchten Materialien Proben mit Größen im cm- und dm-Bereich untersucht werden.

Die Messungen sollten einen Überblick der zu erwartenden seismischen Ausbreitungsgeschwindigkeiten verschiedener Lehmproben geben. Zudem wurden Messungen mit unterschiedlichen Feuchtegehalten der Materialproben durchgeführt, um den Einfluss des Wassergehaltes auf die seismischen Ausbreitungsgeschwindigkeiten zu beobachten. Jedoch lassen sich die gemessenen Geschwindigkeitswerte nicht vollständig auf den Deich übertragen, weil die Materialproben nicht mit den gleichen Lagerungsdichten gemessen werden konnten. Die Art der Probenvorbereitung ermöglichte keine konstante Lagerungsdichte für alle Proben und zudem waren die Lagerungsdichten des Deichbaus zum Zeitpunkt der Labormessungen noch nicht bekannt.

Die Größe der Materialproben muss in Abhängigkeit zur Wellenlänge der Ultraschallwellen bestimmt werden. Der Durchmesser der Proben muss mindestens so groß wie die Wellenlänge der Ultraschallwellen sein, andererseits darf die Länge der Probe nicht zu groß sein, da bei zu hohen Frequenzen die Dämpfung berücksichtigt werden muss. Höhere Geberfrequenzen des Ultraschallmessgerätes erlauben kleinere Probengrößen, während zunehmende seismische Ausbreitungsgeschwindigkeiten größere Proben bedingen. Die standardisierten Probengrößen von 2,5 cm Durchmesser und einer Länge von 4,8 cm entsprechen diesen Vorbedingungen, da die auftretenden Wellenlängen zumeist kleiner als 1 cm sind.

Ein Problem war es, die Proben messfähig herzustellen, da es sich um Lockersedimente handelt. Es wurden deshalb Hülsen verwendet, die aus einem auf einen einheitlichen Durchmesser geschrumpften Schrumpfschlauch gefertigt wurden. Die bei hoher Durchfeuchtung auftretende Verflüssigung des Materials konnte allerdings hinsichtlich der Probenherstellung nicht optimal gelöst werden. Für diesen Fall wäre eine komplett geschlossene Hülse notwendig gewesen, da schon beim Einspannen in die Messvorrichtung die Proben durch den Messdruck von circa 0,1 MPa während der Messung teilweise entwässerten.

Mittels Ultraschallmessungen wurden die P-Wellengeschwindigkeiten der verschiedenen Lehme bestimmt. Dabei wurden für jedes Material einerseits Messungen an verschiedenen Proben, andererseits auch Durchfeuchtungsversuche durchgeführt. Um die gemessenen Geschwindigkeiten mit petrophysikalischen Parametern in einen Zusammenhang

bringen zu können, wurden an einem Teil der Proben sofort nach den Ultraschallmessungen entsprechende Labormessungen durchgeführt. Auf diese Laborversuche wird im nachfolgenden Kapitel eingegangen.

3.2 Laborversuche

Es wurden insgesamt vier verschiedene Lehme untersucht, von denen drei für den Deichbau im Karlsruher Großmodell in Betracht kamen und der vierte, der Zossener Lehm, aus einem Lehmbruch im Land Brandenburg für den Potsdamer Modelldeich verwendet wurde. Die Lehme unterscheiden sich in der Zusammensetzung teilweise stark voneinander, wie in Abb. 3.1 die Kornsummenkurven der verschiedenen Materialien zeigen.

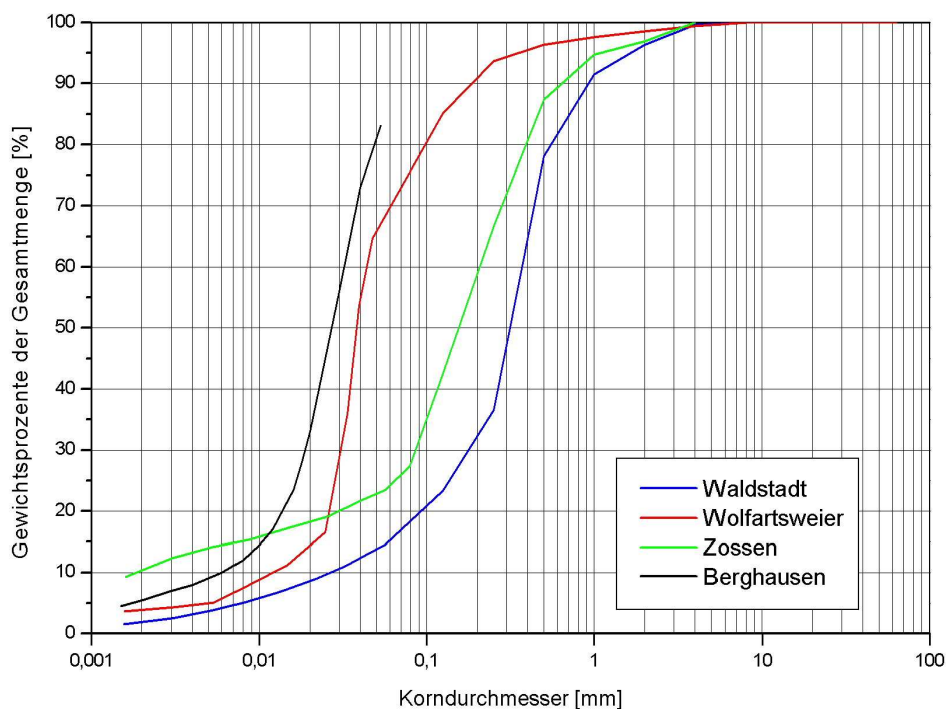


Abbildung 3.1: Kornsummenkurven der verwendeten Lehme (Einteilung in Kornfraktionen: Ton $< 0,002$ mm, Schluff $0,002 - 0,063$ mm, Sand $0,063 - 2$ mm)

Der Zossener Lehm weist mit circa 11% Ton im Vergleich zu den anderen Lehmen einen doppelt so hohen Tongehalt auf. Der Wolfartsweierer und der Berghausener Lehm haben im Vergleich mit den anderen beiden Materialien einen deutlichen höheren Schluff- und einen geringeren Sandanteil und sind gemäß der US-Soil-Taxonomy¹ als schluffiger Lehm klassifiziert.

Tab. 3.1 zeigt verschiedene petrophysikalische Parameter der verwendeten Materialien. Die durchschnittliche Porosität der Materialien aus den Labormessungen unterscheidet sich sehr stark. Das tonreichste Material weist die geringste Porosität auf. Die Materialien

¹Die US-Soil-Taxonomy [Soil Survey Division Staff; 1993] ist ein Bodenklassifikationssystem, welches weltweit verwendet wird. Erarbeitet wurde das System vom United States Department of Agriculture.

Material	Bodenart	Proctordichte mit w [g/cm ³] [Gew. - %]		k_f -Wert [m/s]
Waldstadtlehm	lehmiger Sand	1,92	10,1	$1,0 \cdot 10^{-7}$ ^a
Zossener Lehm	sandiger Lehm	1,98	10,1	$2,15 \cdot 10^{-8}$
Wolfartsweilerlehm	schluffiger Lehm	1,78	15,0	$4,4 \cdot 10^{-9}$ ^a
Berghausener Lehm	schluffiger Lehm	1,64	18,0	

^aWasserdurchlässigkeit k_f bei Proctordichte

Tabelle 3.1: Petrophysikalische Parameter der verwendeten Bodenmaterialien aus den Laborversuchen; Bodenarten gemäß US-Soil-Taxonomy (aus [Wild; 1995])

sind alle schwach bis sehr schwach durchlässig. Die Proctordichte gibt die größte Dichte des Materials mit dem dazugehörigen Wassergehalt an.

Nach den Ultraschallmessungen wurden die Proben sofort in das Labor gebracht. Mit Hilfe einer Feinstwaage zur Massenbestimmung, einem Gaspyknometer zur Volumenbestimmung von getrockneten Proben und einem Trockenofen zur Trocknung der Proben wurden im Labor die Trockenmasse m_d , die Feuchtmasse m_f und das Festkörpervolumen V_f der einzelnen Proben bestimmt. Zudem wurden während der Ultraschallmessungen die Probenvolumen V in den Messhülsen bestimmt. Aus diesen Messwerten lassen sich die nachfolgenden Dichten und der Wassergehalt bestimmen:

die Feuchtdichte ρ

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (3.1)$$

die Trockendichte ρ_d

$$\rho_d = \frac{m_d}{V} \quad (3.2)$$

die Korndichte ρ_s

$$\rho_s = \frac{m_d}{V_f} \quad (3.3)$$

nach DIN 18121 der gravimetrische Wassergehalt w (in Gew.-%)

$$w = \frac{m_f - m_d}{m_d} \cdot 100 \quad (3.4)$$

und der volumetrische Wassergehalt θ_v (in Vol.-%)

$$\theta_v = w \rho_d \quad (3.5)$$

Aus diesen Werten werden nach DIN 18125 die Porosität n

$$n = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} \quad (3.6)$$

und die Sättigungszahl S_r

$$S_r = \frac{w \rho_d \rho_s}{\rho_s - \rho_d} \quad (3.7)$$

berechnet. Die Korndichte beschreibt das Verhältnis aus der Masse der Festkörperbestandteile und deren Volumen und ist für jedes Material charakteristisch (siehe Tab. 3.2).

3.3 Zusammenfassung der Ultraschall- und Labormessungen

Der Zossener Lehm ist im Vergleich zu den anderen Materialien am stärksten verdichtet. Dies lässt sich an der hohen Trockendichte, auch Lagerungsdichte genannt, und der geringen Porosität ablesen (siehe Abb. 3.2a und Tab. 3.2). Ein Grund für die hohe Verdichtung ist wahrscheinlich die Herkunft der Proben. Die Zossener Materialproben stammen aus einer Tonlagerstätte, während die anderen Materialien aus Ausschachtungen im Straßenbau stammen. Beim Zossener Lehm konnten im Gegensatz zu den anderen Lehmen auch natürlich verfestigte Proben genutzt werden.

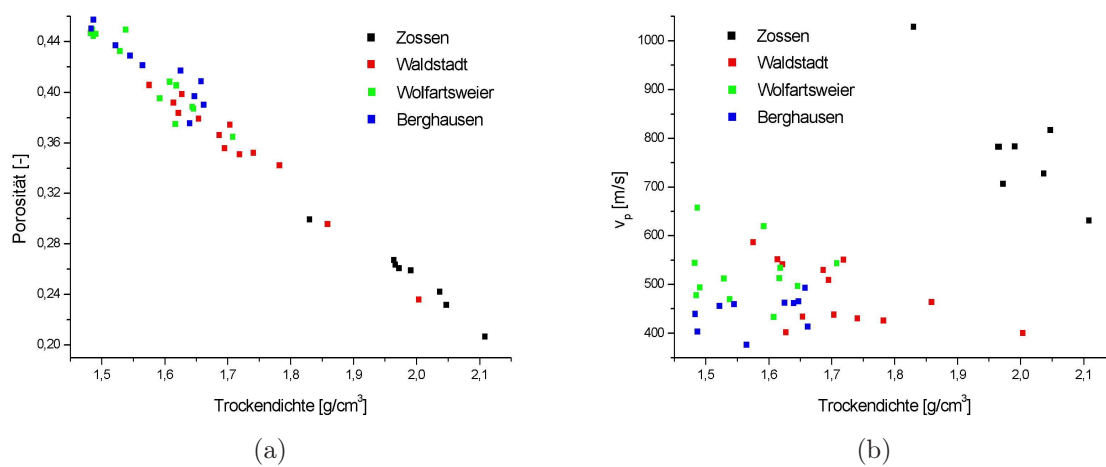


Abbildung 3.2: Porosität und P-Wellengeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Trockendichte für die untersuchten Lehme

In Tab. 3.2 sind die durchschnittlichen Porositätswerte der Materialien mit den entsprechenden maximalen Wassergehalten angegeben. Je höher die Porosität desto höher sind entsprechend die maximalen Wassergehalte der Materialien. Die Porosität sollte sich für ein Material mit einer bestimmten Verdichtung nur wenig ändern. Da eine bestimmte Verdichtung für alle Materialienproben praktisch nicht umgesetzt werden konnte, variiert die Porosität in Abhängigkeit von der Verdichtung (siehe auch Abb. 3.2a). Betrachtet man die Abhängigkeit der Porosität von der Trockendichte, so fällt der lineare Zusammenhang zwischen beiden Parametern auf. Dieser lineare Zusammenhang wird auch von

Lehm	Porosität [Vol. – %]	Maximaler Wassergehalt [Gew. – %]	Korndichte [g/cm ³]	Trockendichte [g/cm ³]
Zossen	25,4	12,8	2,664	1,99
Waldstadt	35,6	20,8	2,660	1,714
Wolfartsweiler	41,5	26,4	2,689	1,573
Berghausen	41,8	26,4	2,723	1,583

Tabelle 3.2: Einige Parameter aus den Labormessungen

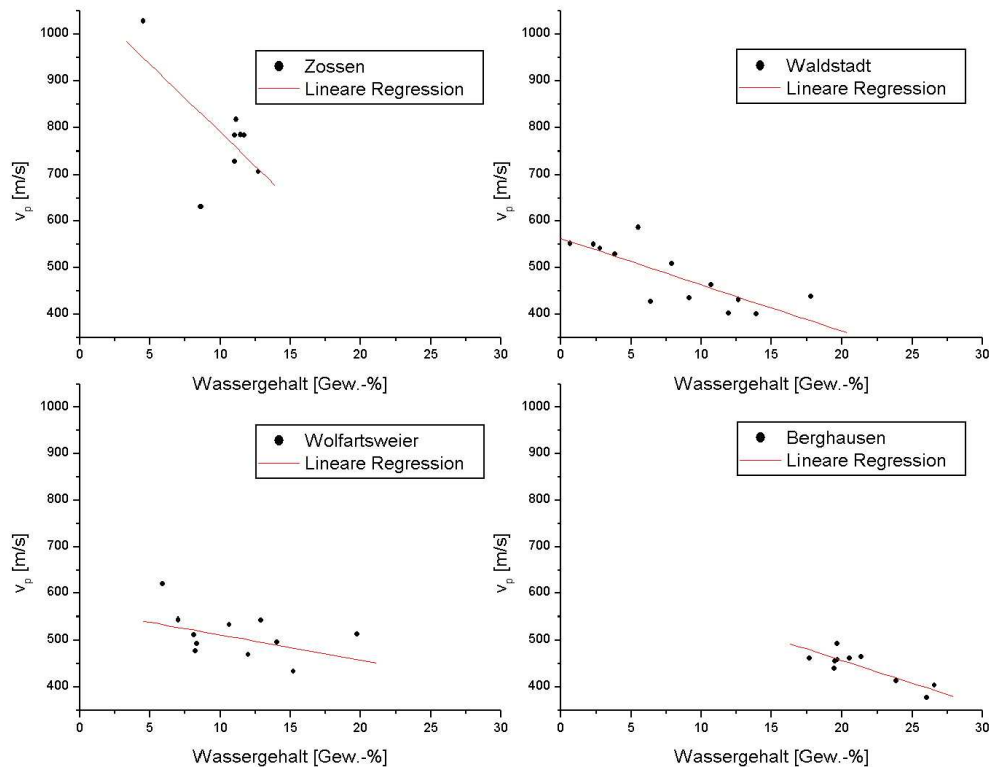


Abbildung 3.3: P-Wellengeschwindigkeiten und Wassergehalte aus den Ultraschall- und Labormessungen für die untersuchten Materialien

Gisi [Gisi; 1997] beschrieben. Bei der P-Wellengeschwindigkeit ist auf den ersten Blick in Abb. 3.2 keine eindeutige Abhängigkeit zu erkennen. Der Zossener Lehm zeigt jedoch im Vergleich mit den anderen Materialien deutlich höhere P-Wellengeschwindigkeiten und Trockendichten bei gleichzeitig niedriger Porosität.

Die Untersuchungen mit dem Ultraschallmessgerät und im Labor ergeben für alle Lehme, wie in Abb. 3.3 zu sehen ist, eine deutliche Abnahme der P-Wellengeschwindigkeiten mit zunehmenden Wassergehalten in den Proben. Lineare Anpassungskurven wurden basierend auf allen Messwerten berechnet und eingefügt. Die tendenziell höheren P-Wellengeschwindigkeiten des Zossener Lehms gegenüber den anderen Materialien werden durch die höhere Verdichtung des Lehms hervorgerufen (siehe auch zum Vergleich die Trockendichte in Tab. 3.2). Weitere Abbildungen (Abb. 3.4, A.1 und A.2) zu den Beziehungen zwischen P-Wellengeschwindigkeiten und Porosität, Dichte und Sättigungszahl befinden sich im Anhang.

Die Tab. 3.3 zeigt im Vergleich die mittleren P-Wellengeschwindigkeiten der verschiedenen Materialien jeweils getrennt nach naturfeuchten und angefeuchteten Probengruppen. Absolut gesehen ist der Rückgang beim Waldstadtlehm am größten. Bei diesem Material ist jedoch auch die Datendichte am größten.

Die hier beobachtete kontinuierliche Abnahme der Geschwindigkeiten bei Lehmen

Lehm	Zossen	Waldstadt	Wolfartsweier	Berghausen
v_p [m/s], naturfeucht	830	529	549	457
v_p [m/s], angefeuchtet	772	431	488	424

Tabelle 3.3: Mittlere P-Wellengeschwindigkeiten aus den Ultraschallmessungen im Vergleich von naturfeuchten und angefeuchteten Proben

Waldstadt-Lehm	n [Vol. – %]	w [Gew. – %]	w_{max} [Gew. – %]	θ_v [Vol. – %]	ρ_s [g/cm ³]	ρ_d [g/cm ³]
aus Labormessungen	35,6	-	20,8	35,7	2,66	1,714
zum Einbau	-	8,1	22,4	37,3	-	1,664
nach den Messungen	31,5	12,1	17,4	31,5	2,64	1,808

Tabelle 3.4: Einige Parameter des Waldstadt-Lehms im Vergleich aus den Labormessungen am GFZ Potsdam und von Bodenproben des Karlsruher Großmodelldeiches

konnte in Literaturquellen nicht belegt werden, da diese hauptsächlich nur die Geschwindigkeitsbeziehungen von Sanden (z. B. [Schön; 1996]) beschreiben. Dort wird jedoch eine Zunahme der Geschwindigkeiten bei sehr hohen Sättigungszahlen beobachtet. Allerdings finden sich in der Literatur auch im Sandbereich kaum Untersuchungen bei niedrigen Drücken, wie sie bei Lockersedimenten oder wie hier in den Ultraschallmessungen auftreten.

Beim Einbau des Lehms in die Karlsruher Modelldeiche wurden fortlaufend Lehmproben genommen, um verschiedene Parameter wie die Verdichtung zu kontrollieren. Tab. 3.4 zeigt diese Parameter im Vergleich mit denen aus den Labormessungen. Die Werte aus den Labormessungen und vom Einbau des Lehms in das Karlsruher Großmodell weichen kaum voneinander ab. Die nach den Messungen am Karlsruher Großmodell durchgeführten Bodenproben weisen jedoch eine höhere Trockendichte auf, was auf eine Verfestigung des Lehms während der Messungen hinweist. Der Wassergehalt in den Lehmproben des Karlsruher Großmodelldeiches hat nach Beendigung der Beflutung um ca. 50 % signifikant zugenommen. Ebenfalls bestimmt wurde die Wasserdurchlässigkeit. Dabei zeigt sich im Laufe der Messungen an den Modelldeichen ein Trend zu leicht abnehmenden Wasserdurchlässigkeiten [Gudehus et al.; 2006].

3.4 Beziehungen zwischen den petrophysikalischen Parametern

In der Literatur finden sich Untersuchungen von Sanden, bestimmten Korngrößen oder Geschiebemergeln hinsichtlich Beziehungen zwischen seismischen Geschwindigkeiten und Wassergehalt und Sättigungszahl, wie z. B. bei Hübner [Hübner et al.; 1985] und Elliott, Wiley [Elliott u. Wiley; 1975]. Zudem gibt es keine experimentellen Studien, die den Effekt von Tongehalt und Lithologie auf die P-Wellengeschwindigkeit in nicht konsolidierten Sedimenten untersuchen [Marion et al.; 1992]. Lehme stellen jedoch eine Mischung aus Sanden, Schluffen und Tonen dar. Dies bedeutet im Gegensatz zu einer bestimmten Korn-

klasse eine starke Änderung z. B. für die Schichtung und den Porenraum des Materials.

Ein Ziel dieser Arbeit ist es, aus den gemessenen Geschwindigkeiten der seismischen Wellen Rückschlüsse auf die Verteilung der petrophysikalischen Werte Wassergehalt w , Sättigungszahl S_r und Porosität n im Deich zu erhalten. Dabei stehen die petrophysikalischen Werte in folgendem Zusammenhang (mit Wassergehalt in Gew.-%):

$$w = \frac{S_r n}{\rho_d} \quad (3.8)$$

Die Korrelation zwischen den im Labor gemessenen Werten lässt sich am einfachsten mit den linearen Beziehungen der linearen Regressionskurven, wie in Abb. 3.3, beschreiben. Dies sind für die verschiedenen Materialien folgende Beziehungen zwischen P-Wellengeschwindigkeit v_p und Wassergehalt w (in Gew.-%) (mit dem Korrelationskoeffizienten R):

Zossen (mit $R = -0,649$)

$$v_p = 1082 - 29w \quad (3.9)$$

Waldstadt (mit $R = -0,792$)

$$v_p = 563 - 10w \quad (3.10)$$

Wolfartsweier (mit $R = -0,44$)

$$v_p = 570 - 5w \quad (3.11)$$

Berghausen (mit $R = -0,847$)

$$v_p = 652 - 10w \quad (3.12)$$

Die Beziehungen zwischen P-Wellengeschwindigkeit und Wassergehalt ähneln sich bei den verschiedenen Materialien, allerdings weist der Korrelationskoeffizient des Wolfartsweier Lehmies auf eine schwache Korrelation hin und ist im Vergleich deutlich niedriger als der der anderen Materialien. Bei den anderen Materialien weist der Korrelationskoeffizient hingegen auf eine starke oder mittlere Korrelation hin [Kütting; 1994].

Die linearen Regressionskurven für die Beziehungen zwischen P-Wellengeschwindigkeit v_p und Porosität n (siehe Abb. 3.4) sind:

Zossen (mit $R = 0,8$)

$$v_p = -69 + 3358n \quad (3.13)$$

Waldstadt (mit $R = 0,44$)

$$v_p = 260 + 622n \quad (3.14)$$

Wolfartsweier (mit $R = -0,06$)

$$v_p = 572 - 113n \quad (3.15)$$

Berghausen (mit $R = -0,29$)

$$v_p = 606 - 389n \quad (3.16)$$

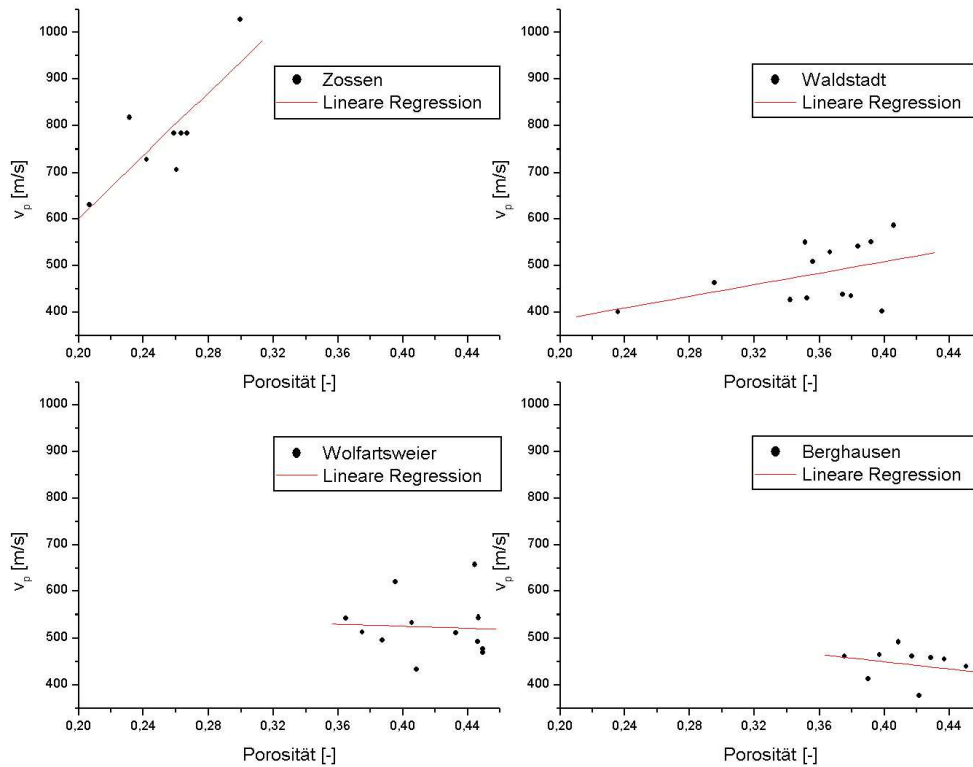


Abbildung 3.4: P-Wellengeschwindigkeiten und Porositäten aus den Ultraschall- und Labormessungen für die untersuchten Materialien

Die Beziehungen zwischen P-Wellengeschwindigkeit und Porosität der untersuchten Materialien sind uneinheitlich. Nur für den Zossener Lehm weist der Korrelationskoeffizient auf einen starken linearen Zusammenhang hin, die anderen Materialien zeigen nur eine schwache Korrelation. Ein eindeutiger Trend der Beziehung zwischen P-Wellengeschwindigkeit und Porosität bei den verschiedenen Lehmen ist nicht zu erkennen.

Neben den empirischen Beziehungen mittels linearer Regression werden das Medium beschreibende Modelle benutzt, um die Beziehungen zwischen den verschiedenen petrophysikalischen Parametern zu erklären. Das hier relevante Medium ist ein nicht konsolidierter Lehm. Lehm ist ein Gemisch aus Sand, Schluff und Ton, dessen jeweiligen Anteile einen großen Einfluss auf verschiedene petrophysikalische Parameter wie z. B. Porosität oder Durchlässigkeitsbeiwert haben. Ein für Lehm passendes Modell konnte in der Literatur nicht gefunden werden. Nachfolgend werden zwei Modelle vorgestellt, die zumindest Teilaspekte in ihren Modellen berücksichtigen. So beschreibt das Sand-Shale-Modell ein Sand/Tongemisch mit beliebigen Mischungsverhältnissen. Das von Schön beschriebene Lockerbodenmodell für kohäsionslose Böden, also für Sande, beschreibt am besten die Beziehung zwischen Wassergehalt und P-Wellengeschwindigkeiten mit dem erwarteten Anstieg des Wassergehaltes bei sehr hohen Wassergehalten.

Lockerbodenmodell Bei Lockerböden sind die einzelnen Partikel ohne feste Bindung. Die Festigkeitseigenschaften können einerseits auf die Reibung an den Kontakten zwischen den einzelnen Partikeln und andererseits auf Oberflächenkräfte zurückgeführt werden. Bei Sanden ist die Reibung dominierend, während bei Tonen und Schluffen Oberflächenkräfte bestimmend sind. Das Lockerbodenmodell von Schön [Schön; 1969] betrachtet nur kohäsionslose Böden und ist deshalb für Lehme nicht geeignet.

Betrachtet wird die Wellenausbreitung in sortierten Sanden und die Abhängigkeit von bodenmechanischen Eigenschaften. Das Modell besteht aus Kugeln, die statistisch angeordnet sind. Dabei wird die Struktur der Anordnung durch zwei statistisch bestimmte Größen, die Anzahl der Kontakte und den Berührungswinkel benachbarter Kugeln, quantitativ erfasst. Das Modell ermittelt aus diesen Größen und den Bedingungen des Kontakts zweier Körner die elastischen Eigenschaften des Lockerbodens.

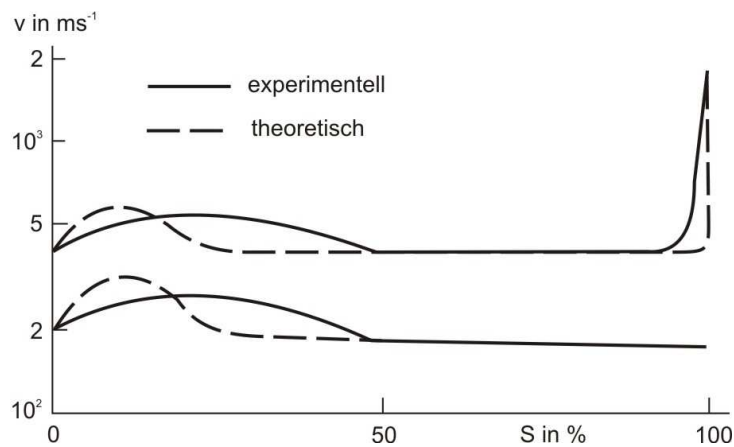


Abbildung 3.5: Schematische Abhängigkeit der Geschwindigkeit vom Sättigungsgrad, obere Graphen P-Wellengeschwindigkeit, untere Graphen S-Wellengeschwindigkeit (nach [Schön; 1969])

Das Lockerbodenmodell zeigt eine gute Übereinstimmung der experimentell und theoretisch bestimmten Werte in Abb. 3.5. Die Wellengeschwindigkeiten sind hauptsächlich von den Eigenschaften des Korngerüsts abhängig, außer der P-Welle im gesättigten Medium, die größtenteils von der Porenfüllung bestimmt wird. In Abhängigkeit vom Wassergehalt gibt es vier Bereiche, innerhalb derer die gleichen Strukturgrößen bestimmend sind:

1. Trockener Lockerboden mit $S_r = 0$
Die Geschwindigkeit ist abhängig von der äußeren Spannung auf das Korngerüst des Lockerbodens und deren Porosität.
2. Feuchter Lockerboden mit niedrigen Sättigungsgraden $S_r < 50\%$
Bei niedriger Sättigung bilden sich an den Kornkontakten Flüssigkeitsmanschetten, die infolge der Oberflächenspannung der Flüssigkeit zusätzlich zur äußeren Spannung eine Zugspannung auf die Kugeln im Korngerüst ausüben und eine Geschwindigkeitserhöhung bewirken. Die Geschwindigkeit ist abhängig von der äußeren Spannung, der Porosität, der Größe der Kugeln im Korngerüst und dem Wassergehalt im Lockerboden.

3. Feuchter Lockerboden mit höheren Sättigungsgraden bis $S_r < 100\%$

Da mit zunehmendem Wassergehalt die Flüssigkeitsmanschetten zusammenlaufen, wirkt auf das Korngerüst nur die äußere Spannung und somit gelten die Beziehungen aus Bereich 1. Aufgrund des zunehmendem Wassergehaltes kann eine geringe Geschwindigkeitsabnahme beobachtet werden.

4. Flüssigkeitsgesättigter Lockerboden mit $S_r = 100\%$

Aufgrund des hohen Kompressionsmoduls der Porenfüllung wird dieses bestimmend für die P-Wellengeschwindigkeit, während die äußere Spannung fast keinen Einfluss mehr hat. Die P-Wellengeschwindigkeit des Lockerbodens erreicht die Größenordnung der Schallgeschwindigkeit der Porenfüllung. Die Scherwellengeschwindigkeit ändert sich lediglich aufgrund der Dichteänderung des Lockerbodens, die Porenfüllung selbst hat keinen Einfluss auf die Scherwellengeschwindigkeit da aufgrund fehlender Formelastizität sich in Flüssigkeiten keine Scherwellen ausbreiten.

Sand-Shale-Modell Das Sand-Shale-Modell von Marion [Marion et al.; 1992] betrachtet Sande, Tone und Mischungsverhältnisse der beiden Materialien unter verschiedenen Drücken. Dazu wurden unkonsolidierte Proben mit definierten Sand-Ton-Mischungsverhältnissen hergestellt, mit einer 0,5-molaren NaCl-Lösung gesättigt und bei Drücken von 10 bis 50 MPa Ultraschallmessungen durchgeführt. Das beobachtete Verhalten von P-Wellengeschwindigkeit und Porosität in Abhängigkeit vom Tongehalt lässt sich mit dem Geometriemodell erklären. Das Modell unterscheidet zwei Fälle:

■ Sande und tonige Sande

Betrachtet werden Sande und tonige Sande, in denen der Sand das Korngerüst bildet. Da der Anteil des Tons nicht größer als die Porosität im Sand ist, befinden sich in den Porenräumen des Sands die Tonminerale. Der Ton ist ein Bestandteil der Porenfüllung und verfestigt diese. Mit der Gassmann-Beziehung [Gassmann; 1951] lassen sich die P- und S-Wellengeschwindigkeiten bestimmen:

$$\frac{K}{K_s - K} = \frac{K_b}{K_s - K_b} + \frac{K_f}{\phi_s (K_s - K_f)} \quad (3.17)$$

$$\mu = \mu_b \quad (3.18)$$

$$\rho = (1 - \phi_s) \rho_s + c (1 - \phi_{sh}) \rho_c + (\phi_s - c (1 - \phi_{sh})) \rho_w \quad (3.19)$$

mit ρ_s , ρ_c und ρ_w den Dichten der Sandkörner, der Tonminerale inklusive des gebundenen Wassers (Haftwasser) und der Porenflüssigkeit; mit K_b , K_f und K_s den Kompressionsmoduli des festen Korngerüsts, der Porenflüssigkeit und des das Korngerüst bildende Mineral; μ_b ist das Schermodul des Korngerüsts sowie ϕ_s und ϕ_{sh} die Porosität des Sandes bzw. des Tons. Das Schermodul des Materials, welches die Porenräume des Sandes füllt, kann vernachlässigt werden.

■ Tone und sandige Tone

In diesem Fall werden Tone und sandige Tone betrachtet, bei denen die Porosität des Sands kleiner als der Anteil an Ton im Gemisch aus Sand und Ton ist. Der höhere Anteil an Tonpartikeln führt dazu, dass kein Korngerüst aus Sandkörnern existiert,

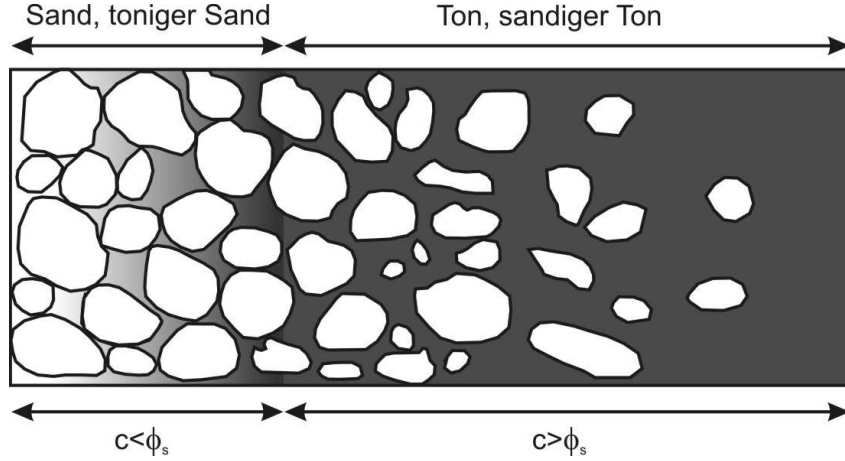


Abbildung 3.6: Geometriemodell der Sand/Tongemische mit den Modellkriterien Volumenanteil des Tons c und Porosität des Sandes ϕ_s (nach [Marion et al.; 1992])

sondern die Sandkörner im Ton verteilt sind. Mit dem Reuss-Mittel [Reuss; 1929] für das Kompressions- und Schermodul kann die P- und S-Wellengeschwindigkeit bestimmt werden:

$$\frac{1}{K} = \frac{c}{K_{sh}} + \frac{1-c}{K_s} \quad (3.20)$$

$$\frac{1}{\mu} = \frac{c}{\mu_{sh}} + \frac{1-c}{\mu_s} \quad (3.21)$$

$$\rho = (1-c) \rho_s + c(1-\phi_{sh}) \rho_c + c\phi_s \rho_w \quad (3.22)$$

mit K_{sh} , K_s und μ_{sh} , μ_s den Kompressions- und Schermoduli des gesättigten Tons und der Sandkörner und c dem Volumenanteil des Tons im Gemisch.

Abb. 3.6 zeigt das entsprechende Geometriemodell graphisch dargestellt. Das Modell bietet einen Ansatz für ein Geometriemodell, allerdings ist der Einfluss des Schluffs im Lehm in diesem Modell nicht berücksichtigt. Mit diesem Modell können Beziehungen zwischen der Porosität und der P- aber auch S-Wellengeschwindigkeit hergeleitet werden. Um dieses Modell anwenden zu können, ist jedoch die Kenntnis verschiedener Parameter, wie z. B. die Porosität der Einzelbestandteile des Sands, Schluffs, Tons notwendig. Die experimentelle Bestimmung der notwendigen Parameter konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt werden.

4 Seismisches Datenprozessing

Die seismischen Daten der Karlsruher Großmodelldeiche wurden nach dem in Abb. 4.1 dargestellten Ablaufplan bearbeitet. Zur Datenbearbeitung wurde das Programmpaket ProMAX (Software der Firma Landmark Graphics Corporation, USA) genutzt, die Laufzeit-Tomographien wurden mit ProMAX und dem Programm FAST [Zelt u. Barton; 1998] gerechnet. Die einzelnen Prozessingschritte vom Preprozessing bis zur Erstellung von Laufzeit-Tomographien werden in diesem Kapitel kurz erläutert.

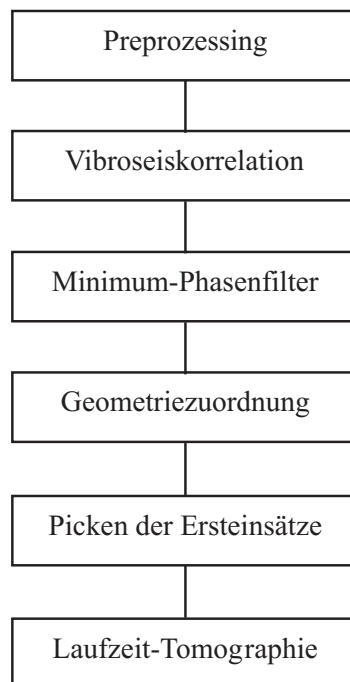


Abbildung 4.1: Um die verschiedenen Durchfeuchtungszustände der Modelldeiche anhand von Tomographien zu untersuchen, wurden diese Prozessingschritte an den gemessenen seismischen Daten mit dem ProMAX-Programmpaket und teils mit FAST durchgeführt.

4.1 Preprozessing

Im ersten Schritt werden die seismischen Daten eingelesen und editiert. Da die Datenaufzeichnung der seismischen Spuren an den 189 Geophonen in zwei Datenfiles erfolgte, müssen diese in ProMAX wieder zusammengefügt werden. Des Weiteren wurde eine zusätzliche Spur in die Datenfiles editiert, die den unregelmäßigen Sweep enthält. Diese ist für nachfolgende Bearbeitungsschritte erforderlich, konnte jedoch nicht bei den seismischen Messungen mit aufgezeichnet werden.

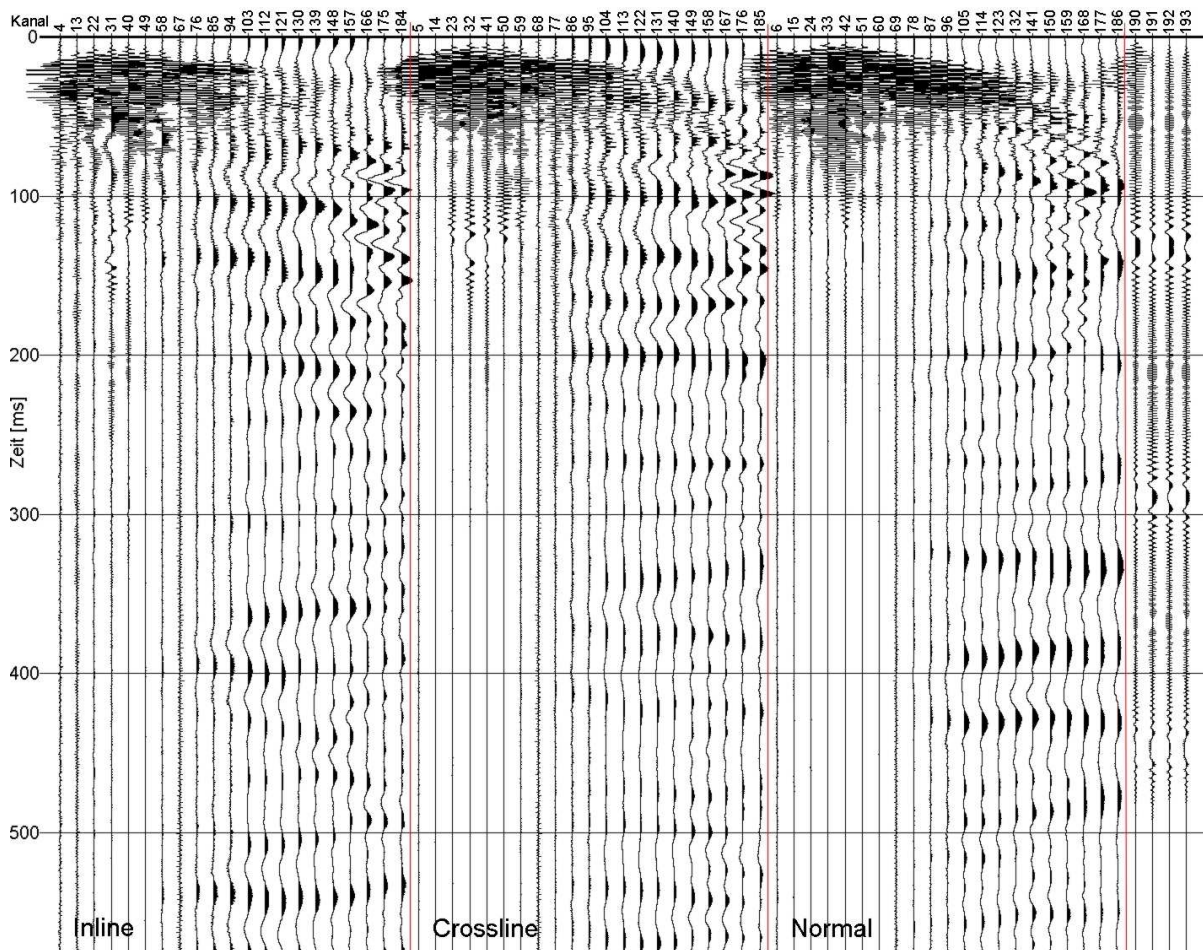


Abbildung 4.2: Rohdaten der seismischen Messung der mittleren Messlinie vom 12. Januar am Modelldeich 1. Angeregt wurde am Quellpunkt QP3 (siehe Abb. 5.7). Die drei Komponenten sind getrennt voneinander dargestellt. Rechts sind die vier Steuersignale zu erkennen, dies sind (von links nach rechts) geregelter Sweep, Kopfsignal, unregelmäßiger Sweep und synthetisches Kopfsignal. Gut zu erkennen ist das abnehmende Signal-Noise-Verhältnis mit Entfernung zur Quelle und die Länge der Steuersignale von 500 ms und die der seismischen Geophonspuren über 576 ms (siehe auch Kap. 2.2.1).

Nach dem Preprozessing erhält man die Rohdaten der seismischen Messungen (siehe Abb. 4.2). Dabei erkennt man in den Rohdaten mit ansteigender Registrierzeit eine Zunahme der Frequenzen. Grund dafür ist der als linearer Upsweep bezeichnete Sweep,

der beginnend von niedrigen Frequenzen das Frequenzband hin zu höheren Frequenzen innerhalb einer halben Sekunde durchfährt.

4.2 Vibroseiskorrelation

Bei den Rohdaten handelt es sich um Spuren, die über die gesamte Zeitdauer der Sweepanregung plus einem kurzem Zeitfenster aufgezeichnet wurden. Da der Sweep die Energie über die gesamte Sweepdauer verteilt in den Boden anregt, sind die in den Rohdaten zu sehenden Ereignisse noch nicht aussagekräftig. Die Rohdaten ergeben sich dabei aus der Konvolution des angeregten Sweeps s mit der Impulsantwort des Untergrunds e [Telford et al.; 1990],[Sheriff u. Geldart; 1995]:

$$r_t = s_t * e_t \quad (4.1)$$

Mit der Vibroseiskorrelation, bei der die Rohdaten r mit dem Sweep s kreuzkorreliert werden, erhält man die seismischen Ereignisse im realen Zeitbereich und damit aussagekräftige Daten:

$$\Phi_{sr}(t) = r_t * s_{-t} \quad (4.2)$$

Setzt man die Gleichung 4.1 in Gleichung 4.2 ein, erhält man:

$$\Phi_{sr}(t) = e_t * \Phi_{ss}(t) \quad (4.3)$$

Die Vibroseiskorrelation Φ_{sr} stellt somit eine Konvolution der Impulsantwort des Untergrunds e mit der Autokorrelation des Sweeps s dar.

Der Bearbeitungsschritt Vibroseiskorrelation führt dementsprechend eine Kreuzkorrelation des Sweepsignals mit den aufgezeichneten seismischen Spuren durch. Da das Sweepsignal durch das Übertragungsverhalten des Vibrators und die Sweepregelung beeinflusst wird, werden die seismischen Spuren nicht mit dem berechneten Sweepsignal (siehe Gleichung 2.1) sondern mit dem sogenannten synthetischen Kopfsignal korreliert. Das synthetische Kopfsignal wird im Frequenzbereich zusammengesetzt aus den konstanten Amplituden des unregelmäßigen Sweeps und dem Phasenverlauf des Beschleunigungssensors (Kopfsignal) an der Anpressfläche zwischen dem Vibrator und dem Untergrund. Die konstante Amplitude wird genutzt, um nicht die ohnehin schon mit höheren Beschleunigungen angeregten Frequenzanteile (siehe Abb. 2.8) weiter zu verstärken. Die Phase des Kopfsignals beschreibt die Phasenverschiebungen, die beim Anregen der Frequenzen des Sweeps dadurch entstehen, dass der Vibrator langsamer schwingt als das Steuersignal [Barth; 2005].

Abb. 4.3 zeigt das Ergebnis der Vibroseiskorrelation am Beispiel aus Abb. 4.2. Es ist deutlich zu erkennen, dass die Ersteinsätze der seismischen Geophonspuren fast durchgehend akausal sind, das heißt, dass die Ersteinsätze vor dem Nullzeitpunkt liegen. Der Grund liegt in der Phasencharakteristik der seismischen Signale in den Geophonspuren. Diese werden als null-phasig [Sheriff; 1991] bezeichnet.

Ein null-phasiges Signal ist symmetrisch zur Nullzeit und hat seine Hauptenergie zur Nullzeit. Um Ersteinsätze zu picken, sind jedoch minimum-phasige Signale vorzuziehen. Minimum-phasige Signale sind kausale Signale, deren Energie sich früher als bei anderen

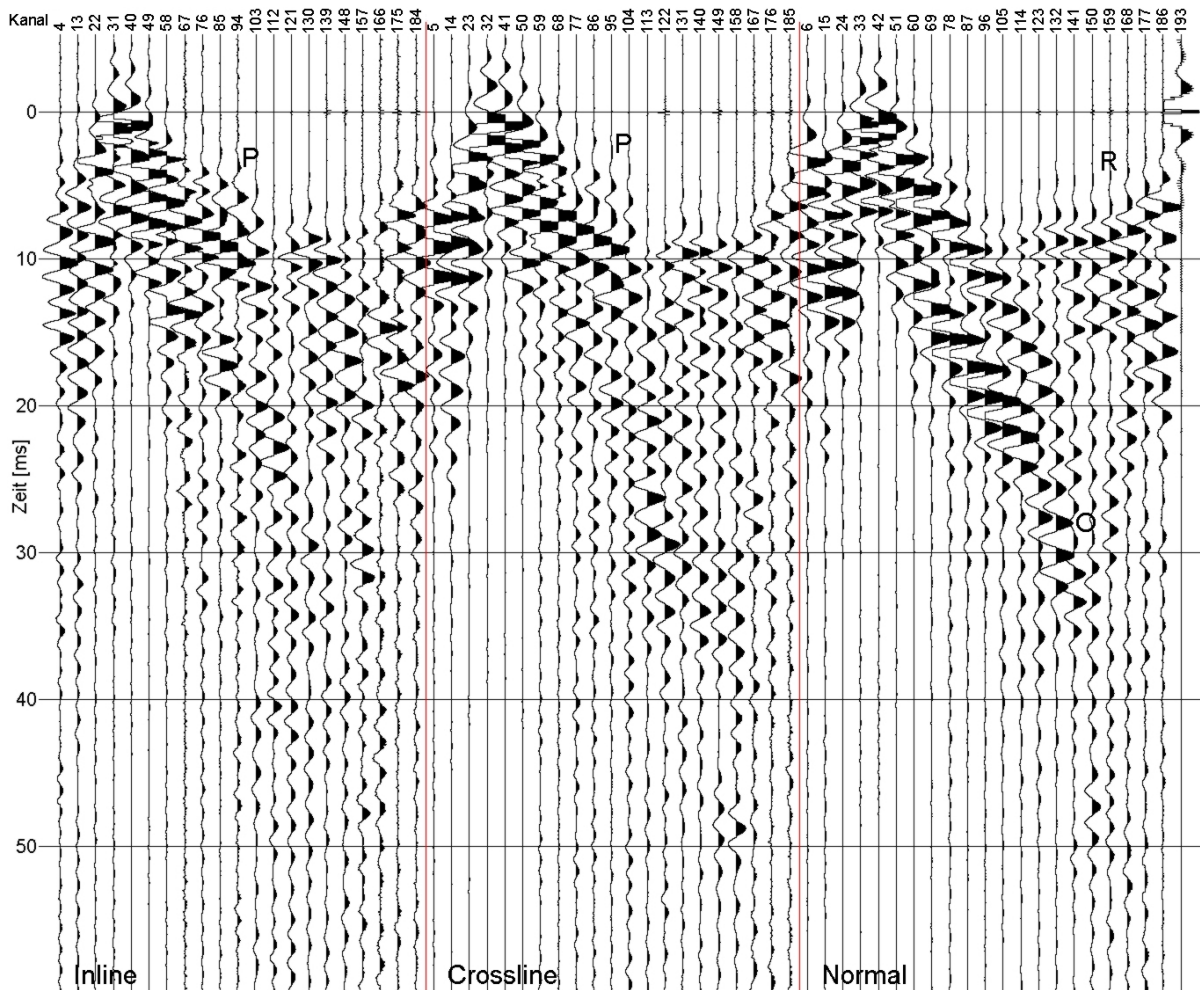


Abbildung 4.3: Korrelierte seismische Daten basierend auf den Rohdaten aus Abb. 4.2. Deutlich zu erkennen sind nach der Korrelation die einzelnen Wellenarten, die hier markiert sind mit: P für die P-Welle, R für die refraktierte P-Welle und O für die Oberflächenwelle. Nach der Korrelation zeigen sich akausale Signale in den seismischen Spuren. Es handelt sich um den Quellpunkt QP3 (siehe auch Abb. 5.7). Die drei Komponenten der mittleren Messlinie sind getrennt voneinander dargestellt. Rechts ist das mit sich selbst korrelierte synthetische Kopfsignal abgebildet.

kausalen Signalen aufbaut also maximal nach dem Einsatz konzentriert ist [Yilmaz; 2001]. Sie eignen sich deshalb besonders gut zur Laufzeitbestimmung von seismischen Ereignissen. Aus diesem Grund wurde als nächster Schritt ein Minimum-Phasenfilter angewandt.

4.3 Minimum-Phasenfilter

Mit dem ProMAX-Tool "Filter Generation" wird ein Filter erstellt, das angewandt auf die null-phasigen Signale des letzten Prozessingschrittes die seismischen Daten in minimum-phasige Signale umwandelt. Das Minimum-Phasenfilter ist ein inverses Filter, da das Filter

aus dem Inversen des Quellsignals [Yilmaz; 2001], hier dem mit sich selbst korrelierten synthetischen Kopfsignal, gebildet wird.

Mit Hilfe der Hilbert-Transformation wird das Spektrum des Minimum-Phasenfilters $H(f)$ mit seinem Realteil $\Re(H(f))$ und dem Imaginärteil $\Im(H(f))$ bestimmt:

$$\Re(H(f)) = -\frac{1}{\pi} P \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\Im(H(g))}{g-f} dg \quad (4.4)$$

$$\Im(H(f)) = \frac{1}{\pi} P \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\Re(H(g))}{g-f} dg \quad (4.5)$$

Dabei kann mit der Kramers-Kronig-Relation (Gleichung 4.5), die nur für stabile minimalphasige Filtertypen gilt, aus dem vorgegebenen Amplitudenspektrum die Phase

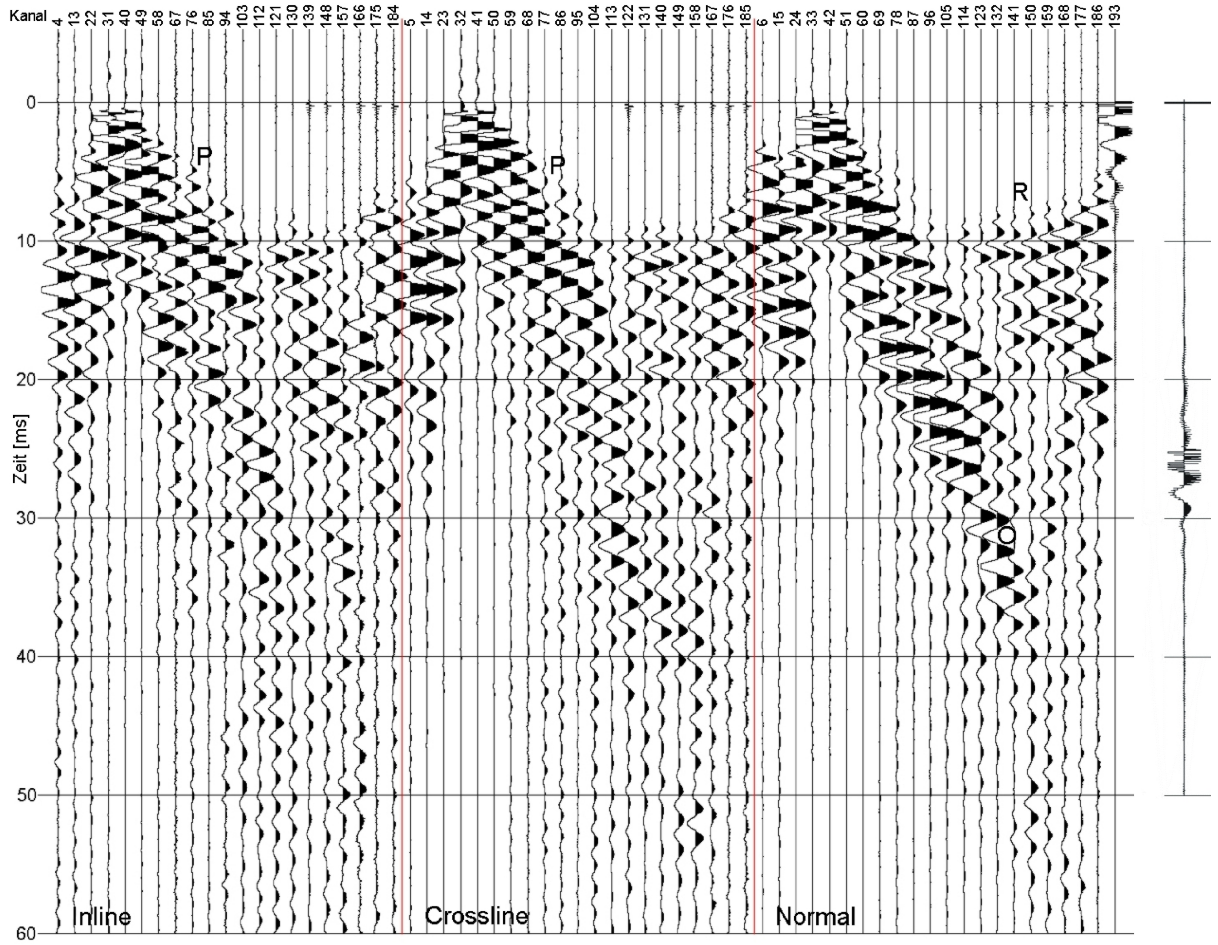


Abbildung 4.4: Minimum-Phasen gefilterte seismische Daten basierend auf den korrelierten Daten aus Abb. 4.3. Die einzelnen Wellenarten sind markiert mit: P für die P-Welle, R für die refraktierte P-Welle und O für die Oberflächenwelle. Die Wirksamkeit des Filters ist sehr gut zu erkennen, insbesondere am synthetischen Kopfsignal rechts im Seismogramm. Angeregt wurde am Quellpunkt QP3 (siehe auch Abb. 5.7). Die drei Komponenten der mittleren Messlinie sind getrennt voneinander dargestellt. Rechts ist die Minimum-Phasen-Filterspur abgebildet.

des Filters bestimmt werden. Amplitudenspektrum und Phasenspektrum bilden dabei ein Hilbert-Transformations-Paar [Oppenheim u. Schafer; 1975]. Mit demselben Amplitudenspektrum existiert kein kausales stabiles Filter mit einer kleineren Phase. Kleinere Phasen bewirken stets akausale Filter [Buttkus; 1991]. Anschließend wird das Filter $H(f)$ im Frequenzbereich mittels Multiplikation (Konvolution im Zeitbereich, siehe Gleichung 4.7) auf die seismischen Signale $X(f)$ angewandt, um die gefilterten Daten $Y(f)$ zu erhalten.

$$Y(f) = X(f) \cdot H(f) \quad (4.6)$$

$$y(t) = x(t) * h(t) \quad (4.7)$$

Um das richtige Filter festzulegen, wurden mittels Parametertests diejenigen Parameter bestimmt, die zum optimalsten Filterergebnis der seismischen Daten führen. Dieser für die Daten optimale Filter zeigte auch bei seismischen Daten zu unterschiedlichen Hochwassersituationen, an verschiedenen Quellpunkten auf dem Deich oder im Vergleich der beiden Modelldeiche jeweils beste Filterergebnisse. Für alle seismischen Daten wurden daher mit den gleichen Parametern und dem jeweiligen Quellsignal das Filter berechnet, wobei das Filter für alle seismischen Daten kaum Änderungen zeigte. Dies ist jedoch in Anbetracht des mit sich selbst korrelierten synthetischen Kopfsignals nicht verwunderlich. Die Amplitude des mit sich selbst korrelierten synthetischen Kopfsignals ist für alle Quellpunkte identisch, nur die Phase unterliegt geringen Änderungen. Der Phasenverlauf eines Sweeps ist jedoch als charakteristisch für ein Material anzusehen (siehe auch [Barth; 2005]).

In Abb. 4.4 ist das Ergebnis der Anwendung des Minimum-Phasenfilters auf die korrelierten Rohdaten aus Abb. 4.3 zu sehen. Die Abbildung zeigt die sehr gute Wirksamkeit des Minimum-Phasenfilters auf die seismischen Daten. Die seismischen Daten sind nun durchgehend kausal und somit auch zum Picken der Ersteinsätze geeignet. Die Wirkung des Filters zeigt sich insbesondere auch an dem mit sich selbst korrelierten synthetischen Kopfsignal ganz rechts in der Abbildung. Das vorher symmetrische null-phasige Kopfsignal ist nach Anwendung des Filters eindeutig minimum-phasig. Rechts separat in Abb. 4.4 ist die verwendete Minimum-Phasen-Filterspur dargestellt.

4.4 Geometriezuordnung

Die minimum-phasigen seismischen Daten eignen sich zum Picken der Ersteinsatzzeiten. Vorher muss allerdings die Messgeometrie dem seismischen Datensatz zugeordnet werden, um gepickte Laufzeiten einer bestimmten Quell- und Empfängerpunktkombination zuordnen zu können. Dies erfolgte in mehreren Schritten für den 2D-Fall, also als vertikaler Schnitt durch den Deich entlang einer Messlinie, mit dem entsprechendem ProMAX-Programmtool.

Im ersten Schritt werden für jede Messlinie des Deiches die Positionen aller 18 Quell- und 21 Geophonpunkte eingegeben. Für die 3-Komponenten-Geophonköpfe wurden stellvertretend, um nicht für jede der drei Komponenten eine andere Geometrie installieren zu müssen, die mittleren Geophonpositionen für die Geometrie verwendet. Ist diese eingegebene Geometrie fehlerfrei installiert, so lässt sie sich auf die entsprechenden passenden

Datensätze anwenden und die Messgeometrie wird den einzelnen seismischen Spuren zugeordnet.

4.5 Picken der Ersteinsätze

Nach der Geometriezuordnung können die Ersteinsätze gepickt werden, das heißt der Zeitpunkt des Eintreffens der ersten seismischen Welle an den 3-Komponenten-Geophonköpfen wird ausgewählt. Das Picken wurde manuell für jede einzelne seismische Spur durchgeführt. Für eine Messlinie existieren maximal 18 Quellpunkte mit jeweils 21 3-Komponenten-Geophonköpfen. Dies ergibt insgesamt 378 verschiedene Quellpunkt/Geophonpunkt-Kombinationen für den kompletten Messdurchlauf einer Messlinie, bei Berücksichtigung aller drei Messlinien maximal 3402 verschiedene Quellpunkt/Geophonpunkt-Kombinationen.

Je nach Messdurchlauf wurden von allen vorhandenen seismischen Spuren einer Mess-

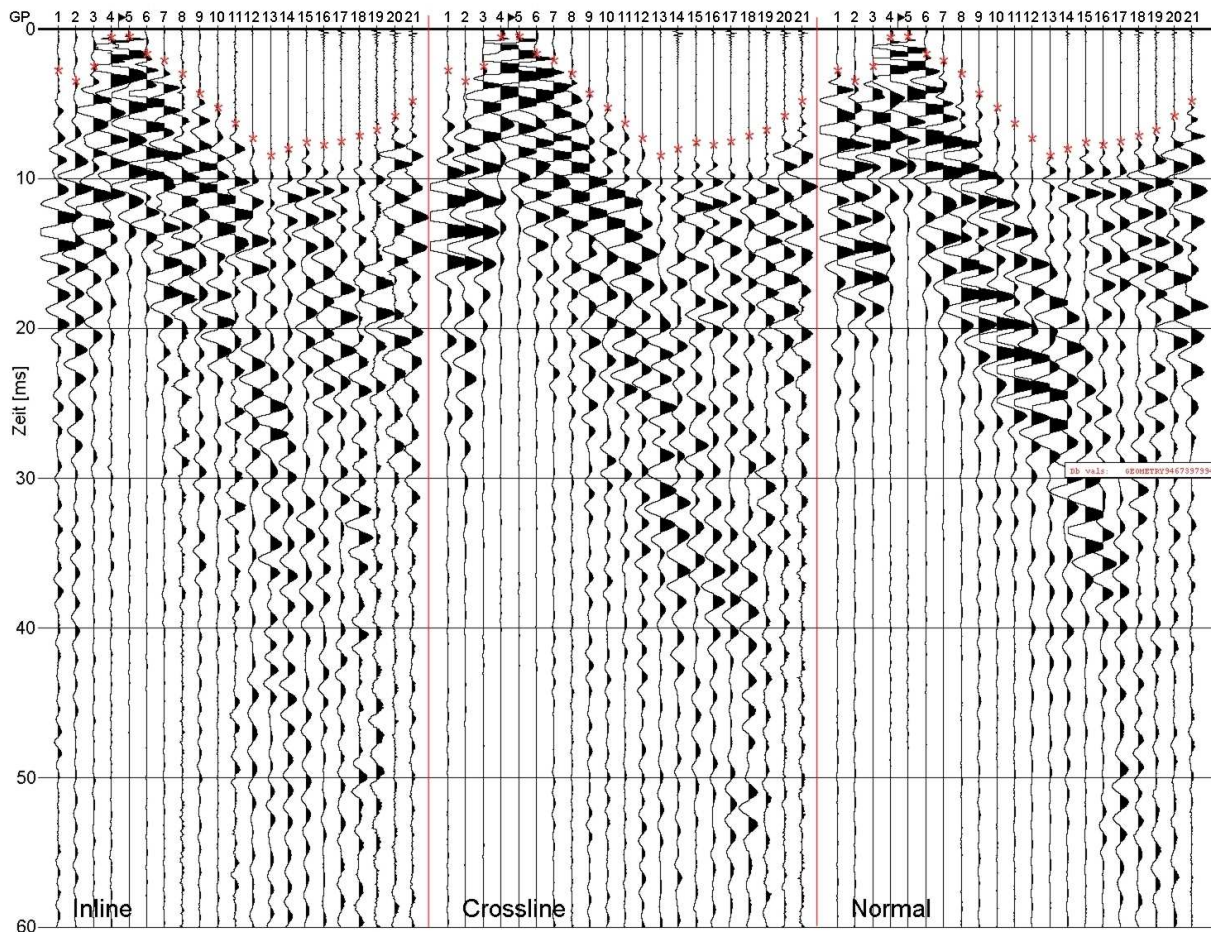


Abbildung 4.5: Die bearbeiteten Daten aus Abb. 4.4 sind mit der Geometrie versehen worden. Die gepickten Ersteinsätze sind in dieser Abbildung als rote Sterne zu sehen. Gepickt wird je Geophonpunkt der früheste Einsatz. Es handelt sich um den Quellpunkt QP3 (siehe auch Abb. 5.7). Die drei Komponenten der mittleren Messlinie sind jeweils einzeln dargestellt.

linie die Ersteinsätze gepickt. Von den drei verschiedenen Geophonen an einem 3-Komponenten-Geophonkopf wurde jeweils die kleinste Ersteinsatzzeit gepickt. Ein Beispiel für einen gepickten Datensatz zeigt die Abb. 4.5.

4.6 Laufzeit-Tomographie

Die gepickten Ersteinsatzdatensätze der jeweiligen möglichen Quellpunkt/Geophonpunkt-Kombinationen wurden zur Berechnung von Laufzeit-Tomographien genutzt. Dazu wurden die Programmpakete ProMAX und FAST verwendet, die unterschiedliche Ansätze verfolgen. Das Programm ProMAX benutzt die Turning-ray tomography, das Programm FAST hingegen eine Tomographie mit regularisierter Inversion.

Im Deich ergeben sich aufgrund der Deichgeometrie verschiedenste Strahlwege durch den Deichkörper. Betrachtet man einen Strahlweg, welcher durch den Deichkörper läuft, benötigt dieser die Zeit t bis er wieder an der Oberfläche registriert wird. Dabei ist die Laufzeit abhängig vom Weg s und der Geschwindigkeit v im Untergrund. Der Laufstrahl mit der Länge L kann dabei näherungsweise in M Strecken mit jeweils konstanter Geschwindigkeit unterteilt werden.

$$t = \sum_{i=1}^M \frac{s_i}{v_i} \quad (4.8)$$

Die Laufzeitberechnung stellt ein lineares Problem dar, die Bestimmung der Geschwindigkeit hingegen aufgrund der Abhängigkeit von der Tiefe und lateralen Abweichungen entlang des Laufweges ein nichtlineares Problem. Mittels der Laufzeiten von verschiedenen Registrierungspunkten versucht eine Tomographie die Geschwindigkeiten im Untergrund zu bestimmen. Dazu wird der Untergrund im 2D-Fall z.B. in Zellen und im 3D-Fall in Volumenelemente aufgeteilt. Mit einem Geschwindigkeitsstartmodell wird jeder Zelle eine Geschwindigkeit zugeordnet und zu jedem Laufweg wird eine Laufzeit berechnet. Iterativ wird versucht die Laufzeitresiduen zu minimieren, indem die Geschwindigkeiten in den Zellen variiert werden. Je mehr Laufwege in möglichst unterschiedlichen Winkeln durch einzelne Zellen gehen, um so sicherer wird das Tomographieergebnis. Gleichzeitig wirken sich Geschwindigkeitsanomalien auf kurzen Laufwegen stärker aus als auf langen Laufwegen, da Geschwindigkeitsänderungen bei einer geringeren Anzahl an durchlaufenen Zellen die Laufzeit stärker beeinflussen. Eine Laufzeit-Tomographie wird iterativ mit den folgenden Schritten durchgeführt:

1. Bestimmung des Geschwindigkeitsstartmodells
2. Laufwegbestimmung für das Geschwindigkeitsstartmodell
3. Aufteilung des Laufweges in die einzelnen Zellen des Geschwindigkeitsmodells
4. Bestimmung der Laufzeitresiduen für jeden Laufweg
5. Iterative Umsetzung der Laufzeitunterschiede in ein nachfolgendes Geschwindigkeitsmodell

In die Tomographie gehen die gepickten Ersteinsatzzeiten basierend auf einer Geometrie mit an der Oberfläche angeordneten Quell- und Empfängerpunkten ein. Der Untergrund ist in Zellen unterteilt, wobei jeder Zelle eine Geschwindigkeit zugeordnet wird.

$$\begin{pmatrix} A_{1,1} & \cdots & A_{1,n} \\ \vdots & & \vdots \\ A_{m,1} & \cdots & A_{m,n} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} s_1 \\ \vdots \\ s_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} d_1 \\ \vdots \\ d_m \end{pmatrix} \quad (4.9)$$

Die einzelnen Elemente $A_{i,j}$ der $m \times n$ -Matrix A stellen die Länge des Laufweges i in der Zelle j dar. Der Vektor s gibt die Slowness (Inverse der Geschwindigkeit v) in der Zelle j an und der Vektor d die Laufzeiten des Laufweges i . Die Gleichung 4.9 gibt die ideale Lösung wieder, die exakt gelöst ist. In der Tomographie ist die genaue Lösung jedoch nicht bekannt, weshalb das reale Gleichungssystem derart aussieht:

$$\begin{pmatrix} A_{1,1} & \cdots & A_{1,n} \\ \vdots & & \vdots \\ A_{m,1} & \cdots & A_{m,n} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} x_1 \\ \vdots \\ x_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} b_1 \\ \vdots \\ b_m \end{pmatrix} \quad (4.10)$$

Die Vektoren x und b sind Näherungen und berücksichtigen Messfehler. Die Tomographie bestimmt durch Lösung des Gleichungssystems 4.10 den Vektor x , der das gesuchte Geschwindigkeitsmodell liefert. Die Lösung des Gleichungssystems hat die Minimierung der Laufzeitresiduen zur Folge:

$$\|Ax - b\| = \text{Min} \quad (4.11)$$

Es ist gleichermaßen anwendbar auf unter- und überbestimmte Probleme. Im Allgemeinen sollte das Gleichungssystem mit $m \gg n$ überbestimmt, also deutlich mehr Laufzeiten als Geschwindigkeiten bekannt sein.

4.6.1 Turning-ray tomography

Die Turning-ray tomography ist eine Tauchwellentomographie. Die Ersteinsätze eines seismischen Datensatzes repräsentieren eine durch ein kontinuierliches Geschwindigkeitsmedium laufende Wellenfront mit einem vertikalen und einem horizontalen Geschwindigkeitsgradienten [Zhu et al.; 1992]. Die Geschwindigkeitsgradienten zwingen in die Tiefe gehende Strahlen zur Umkehr oder krümmen die Strahlen, so dass sie zur Oberfläche zurückkehren. Negative Gradienten werden unterstützt, wenn das gesamte Geschwindigkeitsfeld ausreichend die Strahlen krümmt, so dass sie innerhalb der Auslage an die Oberfläche zurückkehren.

Das Geschwindigkeitsstartmodell wird mittels einer Turning-ray-Vorwärtsmodellierung aus den Ersteinsatzzeiten oder vom Anwender selbst erzeugt. Die Größe der Zellen ist abhängig von der Komplexität der Geschwindigkeit im Untergrund, der Wellenlänge des Signals und der Breite der Fresnelzone, aber auch von der Anzahl der gemessenen Strahlenwege. Für die Vorwärtsmodellierung und die Inversion werden die selben Zellengrößen benutzt. Die Laufwegbestimmung für das Geschwindigkeitsstartmodell erfolgt mittels ray tracing, bei der die Laufwege von der Quelle hin zu den Empfängern berechnet werden.

Die iterative Umsetzung der Laufzeitunterschiede in ein nachfolgendes Geschwindigkeitsmodell erfolgt mit der Constrained Damped Simultaneous Iterative Reconstruction

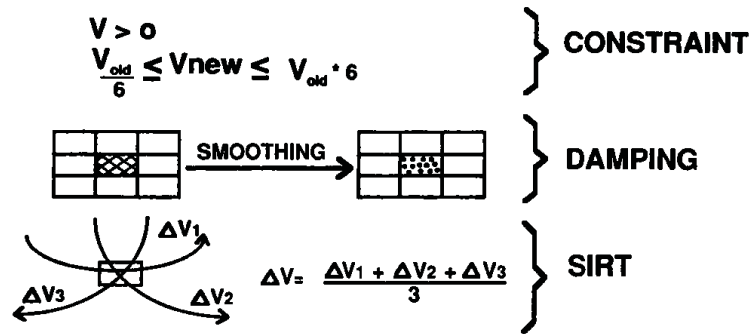


Abbildung 4.6: Schema der CDSIRT (Constrained Damped Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) nach [Stefani; 1995]

Technique (CDSIRT) (siehe Abb. 4.6). Die Anzahl der Geschwindigkeitsanpassungen in den Zellen kann mit dieser Technik in Abstimmung von Stabilität und Konvergenz beschränkt werden. Die Geschwindigkeit einer Zelle wird gemittelt aus den einzelnen Geschwindigkeiten der Laufwege, die durch die jeweilige Zelle laufen. Zusätzlich werden die Geschwindigkeiten leicht geglättet.

Alternativ zur SIRT-Methode werden auch sogenannte Projektions-Methoden, wie die LSQR-Methode, verwendet [Stefani; 1995], [van der Sluis u. van der Vorst; 1987].

Programmpaket ProMAX Das ProMAX-Programmpaket Turning Ray Tomography nutzt eine Tauchwellen-Tomographie mit einem kontinuierlichem Geschwindigkeitsmedium mit einem vertikalen und einem horizontalen Geschwindigkeitsgradienten. Aufgrund der Gradienten können Strahlen auch wieder zur Oberfläche zurückkehren (Tauchwelle).

Vom Nutzer wird mit dem ProMAX-Programmpaket ein Geschwindigkeits-Startmodell erstellt. Für dieses Startmodell werden Laufwege zwischen den Geophonen und den Quellpunkten berechnet und die entsprechenden Ersteinsatzzeiten berechnet. Aus den Laufzeitresiduen zwischen den berechneten und den gepickten Ersteinsatzzeiten können tomographische Geschwindigkeits-Inversionen mit verschiedenen Parametern berechnet werden. Die Geschwindigkeiten entlang der Laufwege des Startmodells werden dabei angepasst, um die Laufzeitresiduen zu minimieren.

Das Ergebnis der Inversion lässt sich anhand des aus der tomographischen Inversion resultierenden Geschwindigkeitsmodells, der Dichte der Laufwege im Modell und der Laufzeitresiduen beurteilen. Wenn nötig, werden weitere Inversionen mit verschiedenen Parametern oder einem geänderten Geschwindigkeits-Startmodell durchgeführt.

Die tatsächliche Wellenausbreitung im Deich weicht allerdings vom Prinzip der Tauchwellentomographie ab. Der Deichkörper weist einen Geschwindigkeitsgradienten mit zunehmender Tiefe im Deich auf. Der Betonboden unterhalb des Deichmodells mit einer deutlich höheren Geschwindigkeit als Lehm wirkt jedoch als guter Refraktor, so dass viele Wellen entlang der Grenzschicht als refraktierte Wellen verlaufen. Refraktierte Wellen und deren Laufwege können mit der Tauchwellentomographie jedoch nicht berücksichtigt werden. Bei den mit ProMAX durchgeführten Laufzeit-Tomographien konnten deshalb nur ungefähr die Hälfte aller Laufwege der Quellpunkt/Geophonpunkt-Kombinationen mit Hilfe des ray tracers berechnet werden. Aufgrund der im Vergleich zum Lehm hohen

Geschwindigkeit im Beton, konnten die Laufwege nicht als Tauchwellen von den Geophonpunkten zu den Quellpunkten innerhalb des Deichbereiches im Modell berechnet werden. Dies vermindert allerdings auch die Aussagekraft der Laufzeit-Tomographien, da die Dichte der Laufwege im Modell deutlich abnimmt. Die anhand der Laufzeitresiduen bestimmten Standardabweichungen waren bei ProMAX im Vergleich zu FAST deutlich höher.

4.6.2 Regularized Inversion

Bei der Tomographie der regularisierten Inversion kann ein kontinuierliches Geschwindigkeitsmedium verwendet werden, welches nicht auf horizontale oder vertikale Geschwindigkeitsgradienten beschränkt ist. Das Geschwindigkeitsstartmodell wird vom Anwender festgelegt und die Laufwegbestimmung für das Geschwindigkeitsstartmodell wird mittels der Finite-Differenzen Methode durchgeführt.

Mit der Methode von Vidale [Vidale; 1988] werden die Laufzeiten der Ersteinsätze mittels einer Finite-Differenzen Abschätzung berechnet. Um auch große Geschwindigkeitskontraste berücksichtigen zu können, wurde die Methode von Hole und Zelt [Hole u. Zelt; 1995] modifiziert und von Zelt und Barton [Zelt u. Barton; 1998] wurde die Methode hinsichtlich der Rechenzeit noch weiter optimiert. Die Laufzeiten werden stufenweise Punkt für Punkt von der Quelle weg bis hin zum Empfänger berechnet. Die Laufwege erhält man, wenn man dem größten Gradienten des Feldes der Laufzeiten von einem Empfänger zurück zur Quelle folgt [Vidale; 1988]. Die so berechneten Strahlenwege können auch Refraktionen oder Diffraktionen sein, welche von einem ray tracing (beim ProMAX Programmpaket verwendet) nicht bestimmt werden können. Ein weiterer Vorteil der Finite-Differenzen Methode ist die deutlich kürzere Rechenzeit.

Die regularisierte Inversion minimiert eine Funktion, welche Normen enthält, die die Rauheit/Grobheit des Modells und den Datenfehler misst. Ein Kompromisskriterium wird gewählt, um für das Modell mit der geringsten Struktur für ein gegebenes Laufzeitresiduum zu sorgen. Es ist wichtig die Rauheit/Grobheit des Modells zu minimieren, da z.B. die Annahme der Linearisierung der Laufwege eher für glattere Modelle gilt und mit Berücksichtigung der 1. Fresnelzone das Endmodell eine geglättete Version der wahren Struktur darstellen sollte.

Die nachfolgende Funktion Φ wird bei jeder Iteration minimiert:

$$\Phi(m) = \delta t^T C_d^{-1} \delta t + \lambda [m^T C_h^{-1} m + s_z m^T C_v^{-1} m] \quad (4.12)$$

wobei m der Modellvektor und δt der Vektor der Laufzeitresiduen ist. C_d ist eine diagonale Matrix der Kovarianz der Daten, wobei die Matrixelemente C_{dii} die Unbestimmtheit der Laufzeit i darstellen. C_h und C_v sind die Matrizen für die horizontale und vertikale Rauheit/Grobheit, λ ist das Kompromisskriterium und s_z bestimmt die Wichtung von horizontaler und vertikaler Modellglätte. Daraus folgt das Gleichungssystem:

$$\begin{bmatrix} C_d^{-1/2} L \\ \lambda C_h \\ s_z \lambda C_v \end{bmatrix} \delta m = \begin{bmatrix} C_d^{-1/2} \delta t \\ -\lambda C_h m_0 \\ -s_z \lambda C_v m_0 \end{bmatrix} \quad (4.13)$$

L ist die Matrix mit den Elementen l_{ij} , also der Länge des Laufweges i in der Zelle j . Das aktuelle Modell ist m_0 , δm ist die Perturbation des Modells und $m = m_0 + \delta m$. Gelöst wird

das Gleichungssystem mit der LSQR-Variante des konjugierten Gradienten-Algorithmus [van der Sluis u. van der Vorst; 1987],[Paige u. Saunders; 1982].

Die einzigen freien Parameter in Gleichung 4.13 sind λ und s_z . Für alle Iterationen wird bis zum Endmodell s_z fest gewählt. In jeder Iteration werden mehrere Werte aus einem Datenbereich von λ getestet und die Wirkung anhand der Laufzeitresiduen überprüft. Der λ -Wert mit dem kleinsten Laufzeitresiduum wird für die nächste Iteration verwendet.

FAST Als alternatives Programm wurde das Programmpaket First Arrival Seismic Tomography (FAST) ebenfalls zur Berechnung von Laufzeit-Tomographien genutzt. Die Tomographiemethode ist eine regularisierte Inversion [Zelt u. Barton; 1998].

Der Untergrund ist in Zellen unterteilt, wiederum wird jeder Zelle eine Geschwindigkeit zugeordnet. Die Zellgrößen des Geschwindigkeitsmodells und der Vorwärtsmodellierung können sich unterscheiden. Die Quellen und Empfänger können überall im Modell deklariert werden, wobei von einer Punktquelle ausgegangen wird. Die Strahlenwege werden bei jedem Iterationsschritt neu bestimmt.

Das gesuchte Geschwindigkeitsmodell soll nur solche Strukturen enthalten, die nötig sind, um die Daten anzupassen. Diese sogenannte Minimalstruktur [Zelt u. Barton; 1998] wird normalerweise bezüglich der Grobheit des Geschwindigkeitsmodells gemessen. Die regularisierte Inversion minimiert eine Funktion, die Normen enthält, die die Grobheit des Geschwindigkeitsmodells und die Laufzeitresiduen misst. Ein Kompromisskriterium stellt sicher, dass das Geschwindigkeitsmodell mit der geringsten Struktur für ein gegebenes Laufzeitresiduum gewährleistet ist. Ziel der Iterationen ist somit eine gleichzeitige Minimierung der Laufzeitresiduen und der Grobheit des Geschwindigkeitsmodells.

Die Berechnung von Laufzeit-Tomographien mit FAST war im Vergleich mit dem ProMAX-Programmpaket deutlich besser und schneller. Die anhand der Laufzeitresiduen bestimmten Standardabweichungen waren akzeptabel. Die Inversionen verliefen stabiler und es konnten alle Laufwege der Quellpunkt/Geophonpunkt-Kombinationen berechnet werden.

5 Seismische Messungen

Im Vorfeld der seismischen Messungen an der Karlsruher Modelldeichen wurden verschiedenste Testmessungen auf dem Gelände des GeoForschungsZentrum Potsdam, in einer Tongrube in der Nähe von Potsdam und an einem kleinen Modelldeich durchgeführt. Dabei wurden technische Entwicklungen des seismischen Messsystems getestet aber auch die grundsätzliche Einsetzbarkeit des seismischen Messsystems bei Sedimenten mit einem magnetostriktiven Vibrator als Quelle. Dieses Kapitel stellt neben den Ergebnissen der seismischen Messungen an den Karlsruher Modelldeichen auch kurz die seismischen Messungen am Potsdamer Modelldeich vor.

5.1 Seismische Messungen am Potsdamer Modelldeich

In Vorbereitung auf die seismischen Messungen an den Karlsruher Großmodellen wurde am GFZ Potsdam ein kleiner Modelldeich als Teststand aufgebaut. An diesem sollten neben Tests der Hardware auch optimale Akquisitionsparameter und Effekte des Modellrandes studiert werden. So wurden an dem Modelldeich die seismische Quelle und die Anpressvorrichtung getestet und eine Echtzeit-Regelung für den anzuregenden Sweep (siehe Kap. 2.2.3) entwickelt.

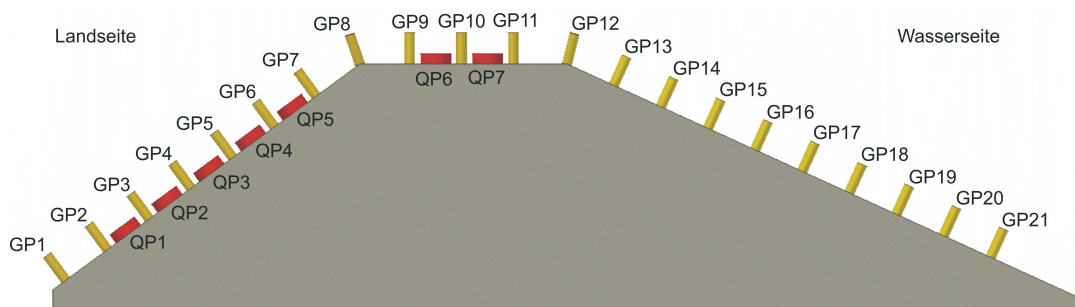


Abbildung 5.1: Kleiner Modelldeich am GFZ Potsdam in der Seitenansicht mit der Anordnung der Messlinie mit den 3-Komponenten-Geophonköpfen (GP) und der Quellpunktanordnung (QP)

Der Potsdamer Modelldeich hat eine Breite von 5,5 m, eine Höhe von 1,2 m und eine Länge von 30 cm. Das Deichmodell (siehe Abb. 5.2) wurde so konstruiert, dass eine Deichseite geflutet werden konnte. Der Deich wurde mit dem Zossener Lehm homogen mit einer Verdichtung von 96 % der Proctordichte eingebaut. In den Deich (siehe Abb. 5.1) wurden insgesamt 21 3-Komponenten-Geophonköpfe im Abstand von 25 cm eingebracht, davon

neun wasserfeste 3K-Geophonköpfe auf der zu flutenden Deichseite. Insgesamt konnten sieben Quellpunkte angeregt werden.

An dem Modelldeich wurden Sweeptests durchgeführt, um einen möglichst hohen Energieeintrag in den gewünschten Frequenzbereichen zu erreichen und unerwünschte Wellen wie Oberflächenwellen gar nicht erst anzuregen oder zumindest zu verringern. Es wurde ein langfristiger Durchfeuchtungsversuch mit einem konstanten Wasserstand von einem Meter durchgeführt. Angeregt wurde ein eine halbe Sekunde langer linearer Sweep im Frequenzbereich von 100 bis 6100 Hz. Anfangs in Stunden- und später in Tagesabständen wurden seismische Messungen durchgeführt, um den Durchfeuchtungsverlauf zu dokumentieren. Die Untersuchungen zeigen, dass die fortschreitende Durchfeuchtung des Versuchsdeiches einen Einfluss auf die Ankopplung des Vibrators an den Modelldeich hat. Dies lässt sich an deutlichen Änderungen im Kopfsignal insbesondere bei den Amplituden belegen.

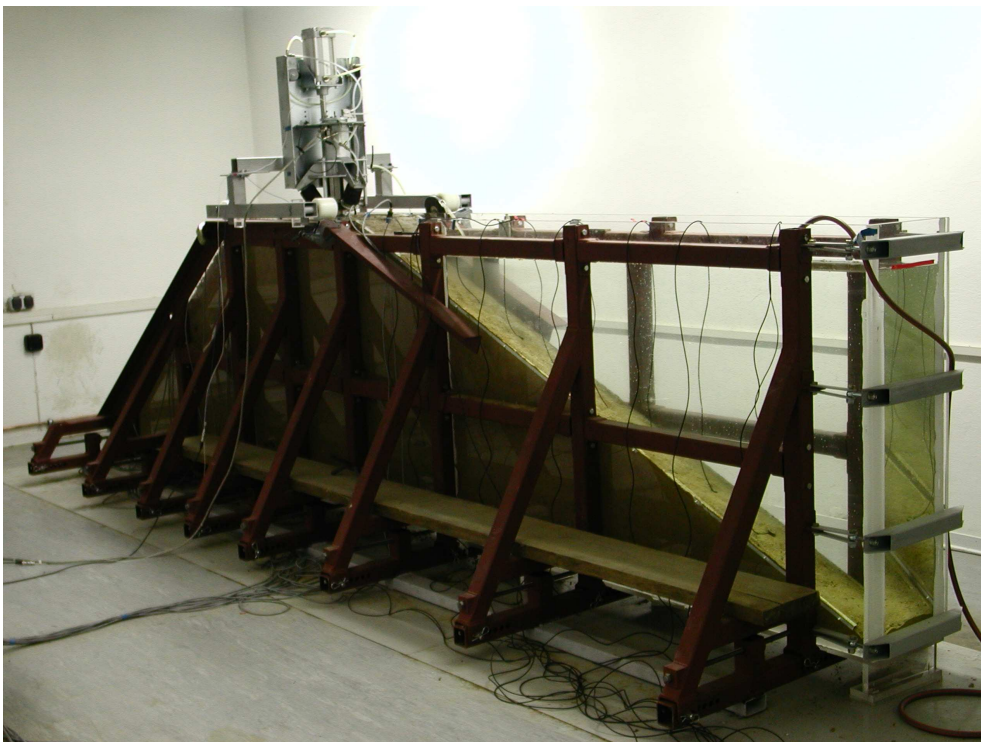


Abbildung 5.2: Kleiner Modelldeich am GFZ Potsdam während der seismischen Messungen hier im gefluteten Zustand und mit angepresster seismischer Quelle

Die seismischen Messungen am Potsdamer Modelldeich zeigen ein komplexes Wellenfeld. In Abb. 5.3 ist für den ungefluteten Deich eine Sweepanregung am Quellpunkt QP4 getrennt nach den drei Komponenten aller Geophonköpfe dargestellt. In der Normal-Komponente fällt besonders die dominante Oberflächenwelle ins Auge und die ebenfalls gut erkennbare P-Welle. In der Inline-Komponente sind neben der P-Welle auch Wellenphasen mit einer den S-Wellen entsprechenden Scheingeschwindigkeit zu erkennen. Am Modellrand des Deiches lässt sich zudem eine Reflexion der P-Welle beobachten. In der Crossline-Komponente ist das Wellenbild deutlich gestörter als bei den beiden anderen Komponenten, die Oberflächenwelle lässt sich jedoch ansatzweise erkennen. Der Grund für das gestörte Wellenbild ist die kurze Deichlänge von 30 cm. Die angeregten seismischen

Wellen können sich nicht ungestört ausbreiten und führen so zu dem gestörten Wellenbild aufgrund einer Vielzahl von Reflexionen am Modellrand.

Betrachtet man die Ersteinsatzzeiten der P-Welle für alle Quellpunkte des ungefluteten Deiches genauer, so stellt man innerhalb des Deiches einen positiven P-Wellengeschwindigkeitsgradienten fest. An der Deichkrone treten P-Wellengeschwindigkeiten von 500 m/s auf, während am Deichfuß Geschwindigkeiten von 1200 m/s beobachtet werden. Grund

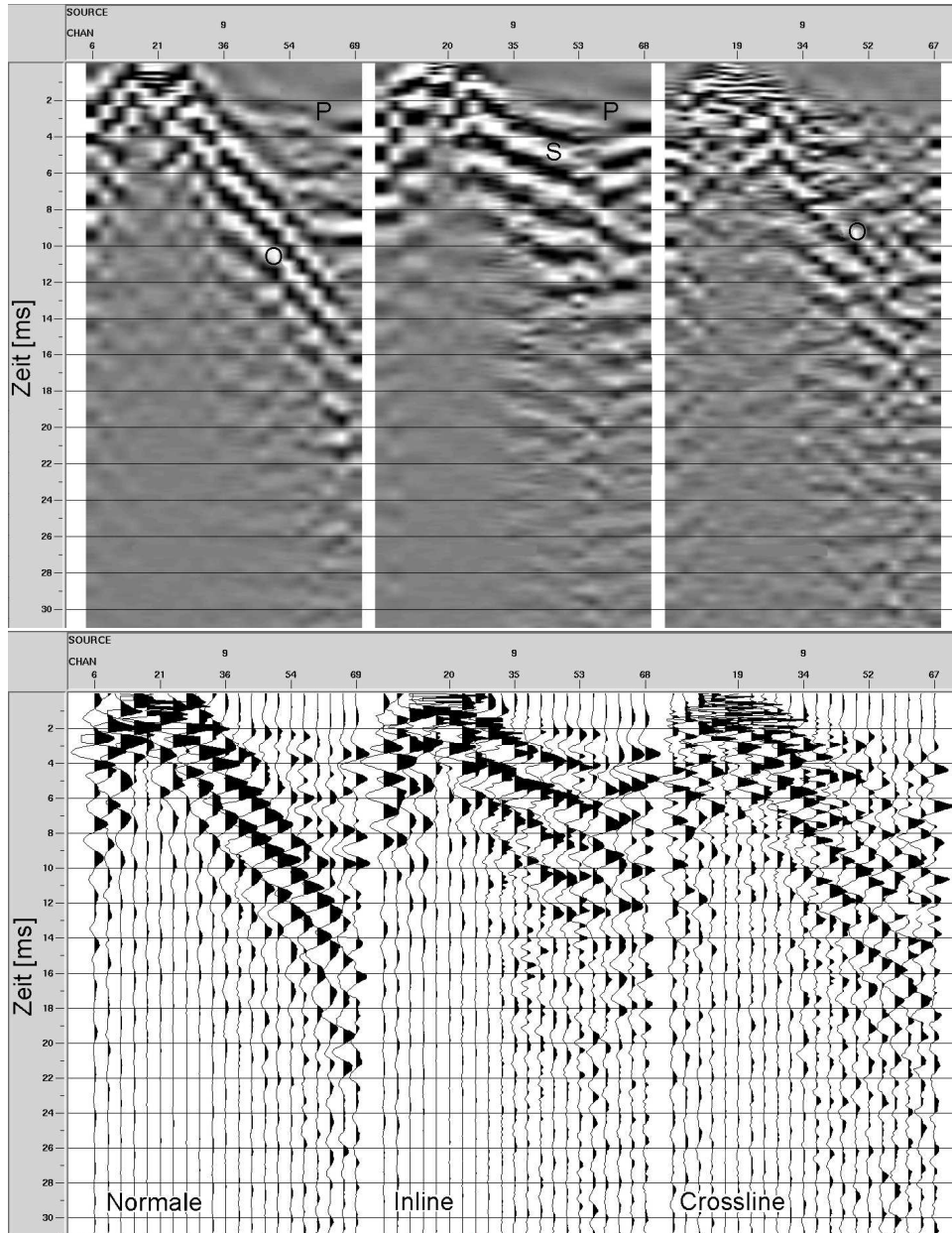


Abbildung 5.3: Seismische Daten vom QP4 des ungefluteten Potsdamer Modelldeiches nach der Korrelation. Deutlich zu erkennen sind die einzelnen Wellenarten P-Welle, S-Welle und Oberflächenwelle. Die 3 Komponenten der 21 Geophonköpfe sind getrennt voneinander im oberen Bild als Grauskala und im unteren als sogenannte Wiggles dargestellt.

für die hohen Geschwindigkeiten ist die relativ hohe Verdichtung des Deichmaterials mit 96 % der Proctordichte. Der beobachtete Geschwindigkeitsgradient korreliert zudem gut mit der Geschwindigkeitszunahme mit der Lagerungstiefe (siehe Gleichung 5.1), wenn berücksichtigt wird, dass die Geschwindigkeiten, berechnet aus den gepickten Ersteinsätzen, aufgrund der akausalen Signale tendenziell zu hoch sind.

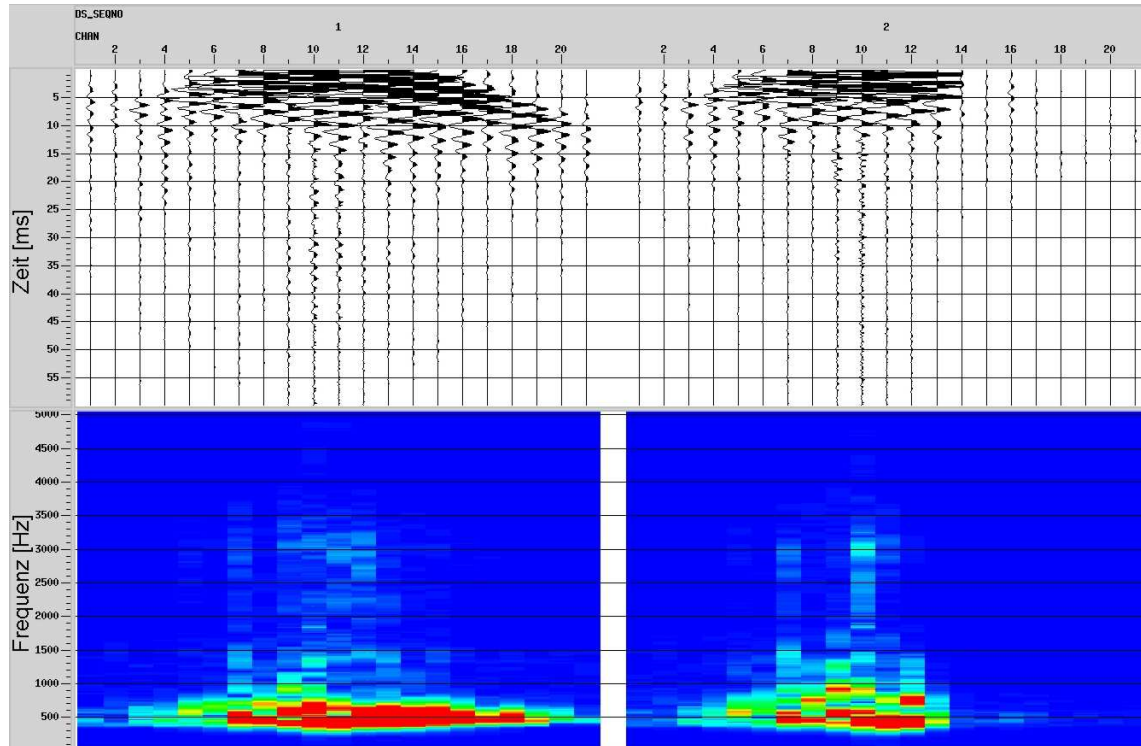


Abbildung 5.4: Seismische Daten des Potsdamer Modelldeiches nach der Korrelation vom QP7. Die dargestellte Normal-Komponente zeigt links den trockenen Zustand des Deiches und rechts den Deich nach 100 Stunden Hochwasserbelastung. Im oberen Bild sind die Spuren unnormiert in der Zeitebene als Wiggle und im unteren Bild das Frequenzspektrum jeder Spur dargestellt.

In Abb. 5.4 sind im Vergleich seismische Messungen vom ungefluteten Deich und nach circa 100-stündiger Hochwasserbelastung des Deiches dargestellt. Deutlich zu erkennen ist für die Geophone im Bereich der Hochwasserbelastung des Deiches die starke Dämpfung der seismischen Wellen. Dies betrifft die Geophonspuren 14 bis 21 im rechten Seismogramm der Abb. 5.4, die geflutet wurden. Die Amplituden werden fast vollständig gedämpft, was im Zeit- und im Frequenzspektrum gut zu beobachten ist. In den Geophonspuren 12 und 13 lässt sich ebenfalls eine jedoch geringere Dämpfung beobachten. Durch die Kapillarkraft steigt dort Wasser in den Porenräumen im Deich hoch.

Der Grund für die Dämpfung der Amplituden liegt in der Änderung der Materialeigenschaften des Lehms mit der Durchfeuchtung. Der verwendete Lehm weist einen hohen Tonanteil von circa 11 % auf. Tone quellen mit zunehmender Durchfeuchtung auf und befinden sich mit zunehmendem Wassergehalt erst in einer plastischen Phase und können dann oberhalb der Fließgrenze die Form einer Suspension annehmen (siehe [Heim; 1990]). Wie Abb. 5.5a zeigt, quillt der verwendete Lehm im Modelldeich stark auf. Bei den seis-

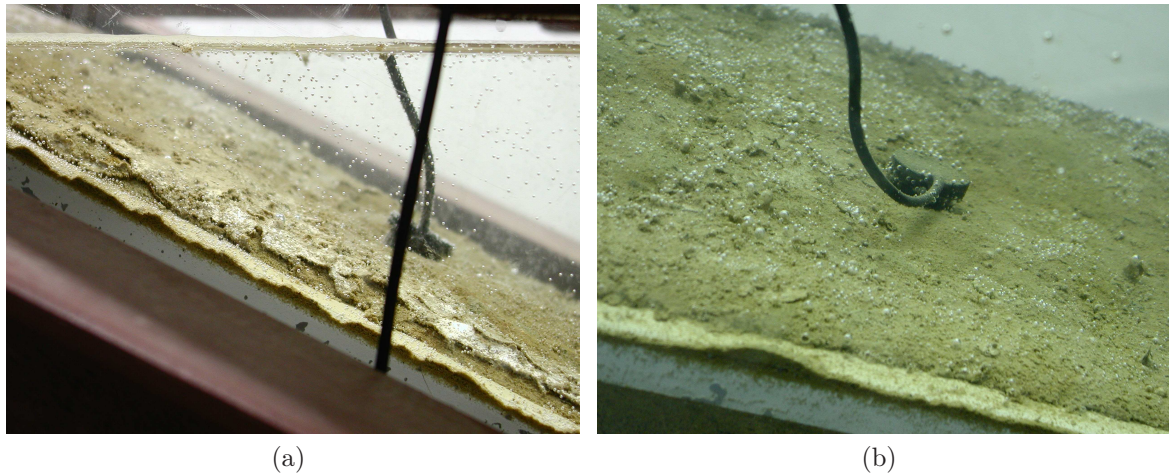


Abbildung 5.5: Während der seismischen Messungen am Modelldeich mit Wasserbefüllung konnte einerseits das Aufquellen des bindigen Bodens (siehe Abb. 5.5a), aber auch das Entgasen des Bodens (siehe Abb. 5.5b) beobachtet werden.

mischen Messungen wurde beobachtet, dass bei hohen Wassergehalten das Material seine Festigkeit verliert und eine breiige Konsistenz annimmt.

5.2 Seismische Messungen an den Karlsruher Großmodellen

In Karlsruhe wurden ein halbes Jahr lang seismische Messungen (siehe Kap. 2.2) an der Deichmodellanlage der Universität Karlsruhe durchgeführt. Dabei wurde an zwei verschiedenen Deichen gemessen, die sich im verwendeten Material unterschieden. Angeregt wurde ein eine halbe Sekunde langer linearer Sweep im Frequenzbereich von 300 bis 6300 Hz. Die nachfolgende Abbildung 5.6 zeigt die seismische Messgeometrie mit den drei Messlinien

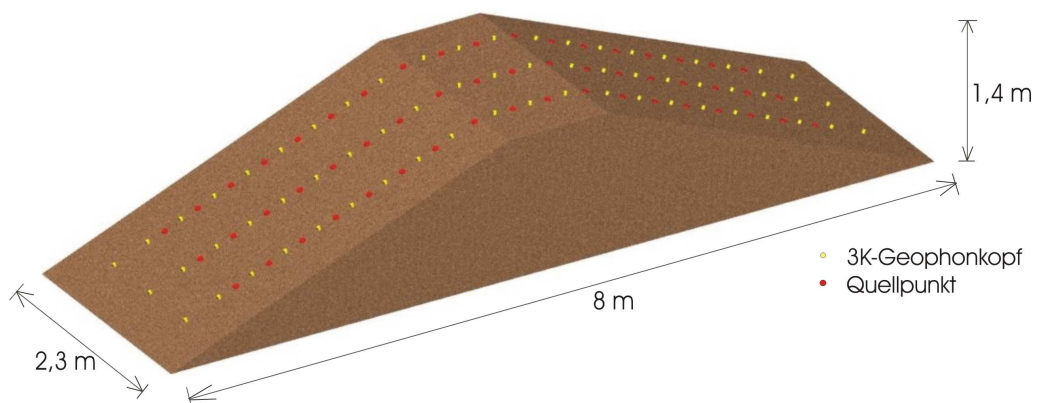


Abbildung 5.6: Seismische Messgeometrie am Modelldeich in Karlsruhe mit 63 Geophonkopfpunkten und bis zu 54 Quellpunkten in den drei quer über den Deich verlaufenden Messlinien

für die beiden Deiche.

Abb. 5.7 zeigt die verwendeten Benennungen der Quell- und Geophonpunkte, die jeweils 40 cm auseinanderliegen. Nachfolgend beziehen sich die Angaben zu Quell- und Geophonpositionen auf die hier festgelegten Bezeichnungen. Die drei Komponenten der Geophonköpfe (siehe auch Abb. 2.3) sind senkrecht zueinander angeordnet. Die 3-Komponenten-Geophonköpfe wurden wie in Abb. 5.5 senkrecht zur Oberfläche eingebaut, somit sind die einzelnen Geophone folgendermaßen im Deich orientiert:

- Crossline-Komponente: Die Geophone sind senkrecht zur Richtung der Messlinie und parallel zur Oberfläche eingebracht.
- Inline-Komponente: Die Geophone sind in Richtung der Messlinie parallel zur Deichoberfläche ausgerichtet.
- Normal-Komponente: Die Geophone sind jeweils senkrecht zur Oberfläche eingebracht worden.

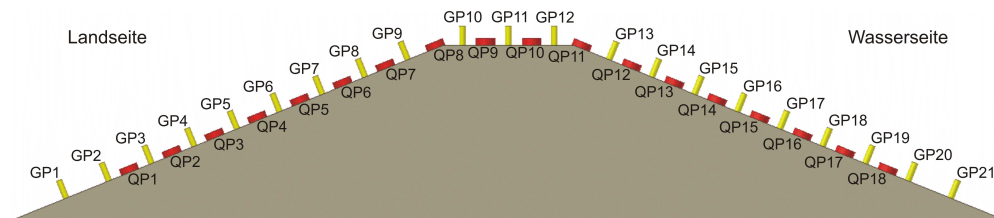


Abbildung 5.7: In jeder der drei Messlinien (ML1, ML2, ML3) wurden den Quellpunkten (QP) und den Geophonpunkten (GP) obige Benennungen zugeordnet.

Insgesamt wurden 2 Deiche in der Deichversuchsanlage am Theodor-Rehbock-Laboratorium an der Universität Karlsruhe eingebaut. Beide haben die gleichen Deichmaße von circa 1,4 m Höhe, 2,3 m Länge und 8 m Breite (siehe Abb. 5.7). Die Neigung der Deichböschungen entspricht dem Verhältnis 1 zu 2,5. Im Vergleich zu realen Flussdeichen sind die Modelldeiche in ihrer Größe im Verhältnis 2 bis 3 mal kleiner. In den ersten Deich wurde als Material der Waldstadtlehm eingebaut, während beim zweiten Deich der tonigere Wolfartsweilerlehm (siehe auch Kap. 3.2) zur Verwendung kam.

Am ersten Deich der Karlsruher Versuchsanlage wurden über einen Zeitraum von November 2004 bis Ende Januar 2005 insgesamt 89 seismische Messdurchläufe gemessen. Zwei Messungen wurden am einbaufeuchten noch nicht gefluteten Deich und 87 begleitende seismische Messungen zu den verschiedenen Hochwasserszenarien durchgeführt. Abb. 5.8a zeigt die Verteilung der seismischen Messungen in Bezug auf die Wasserstände. Die Wasserstände lassen sich in fünf verschiedene Hochwasserszenarien einteilen. Neben konstanten Wasserstandsszenarien (zum Beispiel Hochwasser 1) wurden auch variable Wasserstandsszenarien wie das Hochwasser 4, das den Pegeländerungen während eines realen Hochwasserereignisses der Elbe in Dresden entspricht, eingestaut.

Am zweiten Deich der Karlsruher Versuchsanlage wurden über einen Zeitraum von einem Monat insgesamt 61 Messdurchläufe am Deich gemessen. Es wurden zwei Messungen am einbaufeuchten noch nicht gefluteten Deich und 59 begleitende seismische Messungen zu den zwei Hochwasserszenarien mit konstanten Wasserständen durchgeführt. Abb. 5.8b zeigt die Verteilung der seismischen Messungen in Bezug auf die Wasserstände.

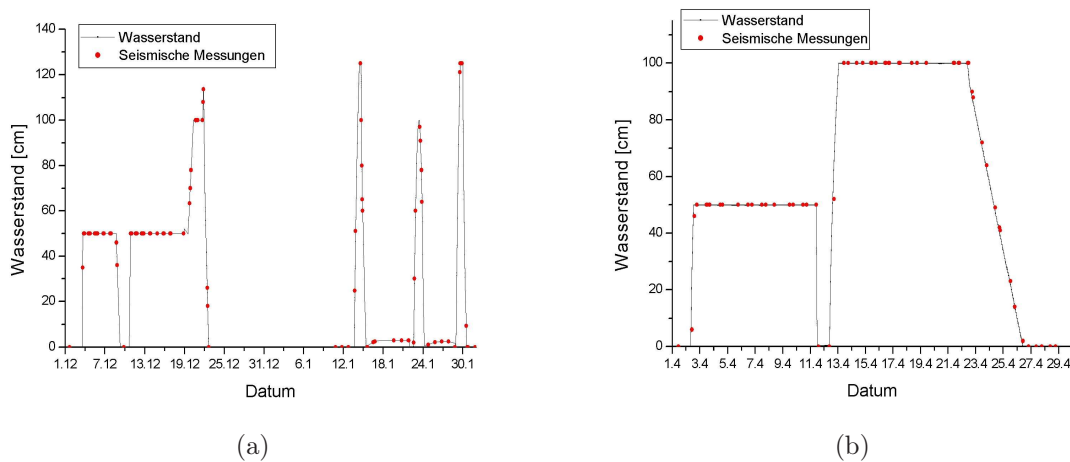


Abbildung 5.8: Der Verlauf des Wasserstandes ist über die Zeitdauer der seismischen Messungen mit den seismischen Messdurchläufen dargestellt. (a) Am ersten Modelldeich wurden fünf verschiedene Hochwasserszenarien durchgeführt: Hochwasser 1 vom 6.12.-9.12., Hochwasser 2 vom 10.12.-22.12., Hochwasser 3 vom 13.1.-15.1., Hochwasser 4 vom 22.1.-24.1. und Hochwasser 5 vom 28.1.-30.1. (b) Am zweiten Modelldeich wurden zwei konstante Hochwasserszenarien im April 2005 durchgeführt: Hochwasser 1 vom 2.4.-11.4. und Hochwasser 2 vom 12.4.-26.4.

5.2.1 Ergebnisse der seismischen Daten

Wie auch beim Potsdamer Modelldeich in Kap. 5.1 zu beobachten war, hat die teilweise Durchfeuchtung des Deiches durch ein Hochwasserereignis einen erheblichen Einfluss auf die seismischen Daten. Die Durchfeuchtung des Deiches führt zu einer starken Dämpfung der seismischen Wellen in den durchfeuchteten Bereichen des Deichkörpers.

In Abb. 5.9a sind seismische Daten des ersten Deiches für den ungefluteten einbau-feuchten Deich und für den Deich bei dem maximalen Hochwasser von 1,25 m vom 14.1.2005 im Vergleich dargestellt. Gut zu beobachten ist die starke Dämpfung der seismischen Wellen in den Geophonspuren auf der land- und wasserseitigen Deichböschung (Spuren 1 bis 55 und ab 120 bis 189) aufgrund der Durchfeuchtung des Deiches. Dies ist auch im Frequenzspektrum an der starken Minimierung der Breite und der Intensität des Frequenzbandes von 250 bis 1000 Hz der Spuren 1 bis 55 und ab 120 bis 189 auf 300 bis 700 Hz zu erkennen.

Am Frequenzspektrum zeigt sich, dass der komplette Frequenzbereich des angeregten Sweeps von 300 bis 6300 Hz in den Spuren 67 bis 72, 76 bis 78 und 85 bis 87 vollständig in den Boden eingetragen wurde. Dies entspricht dem Nahbereich um die Quelle, die sich zwischen den Geophonspuren 76 bis 78 und 85 bis 87 befindet. Mit zunehmender Entfernung von der Quelle werden die Amplituden der höheren Frequenzen stärker gedämpft als die Amplituden niedriger Frequenzen. Am Deichfuß werden von den Geophonen noch Frequenzen im Frequenzbereich von 250 bis 1000 Hz aufgezeichnet.

Aufgrund der Durchfeuchtung des Deiches hat sich der Energieeintrag im nahen Be-

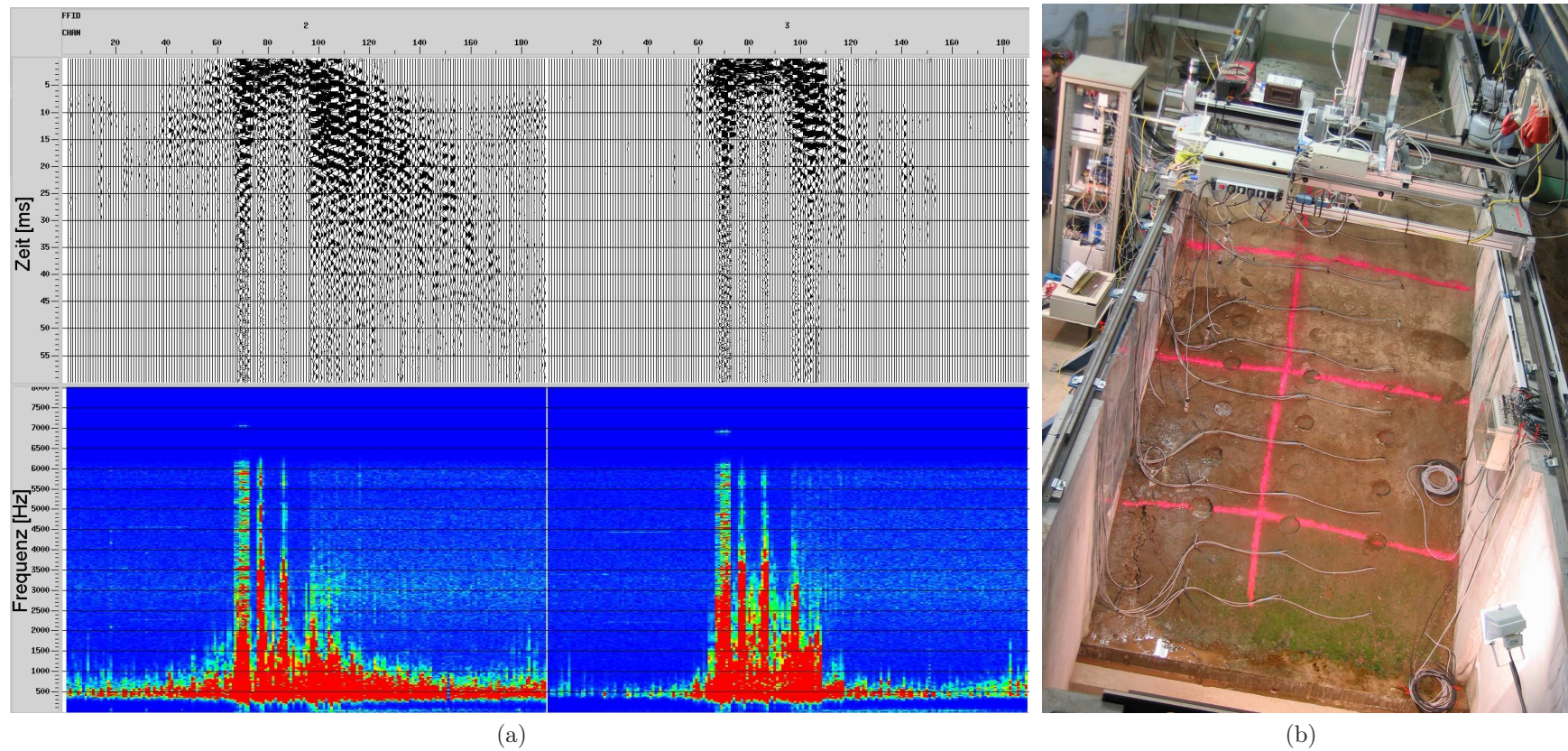


Abbildung 5.9: (a) Korrelierte seismische Daten vom QP8 der ML2, links vom einbaufeuchten Zustand des Deiches und rechts vom Deich während maximaler Hochwasserbelastung. Es sind alle 189 Geophonspuren des Deiches dargestellt, wobei sich die Spuren 1-81 auf der Landseite befinden, die Spuren 82-108 auf der Deichkrone und die Spuren 109-189 auf der Wasserseite. Oben sind die Spuren im Zeitbereich und unten als Frequenzspektrum dargestellt. (b) Bild der seismischen Messung zum Zeitpunkt der maximalen Hochwasserbelastung aus Abb. 5.9a. Die Landseite ist in den unteren zwei Dritteln oberflächlich stärker durchfeuchtet und es findet eine erhöhte Durchsickerung mit 0,8 l/min statt.

reich der Quelle verbessert. Dies ist in Abb. 5.9a für den Deich mit maximalem Hochwasser im Bereich der Deichkrone zu beobachten. Dort verbreitert sich der Energieeintrag um 1500 Hz auf ein Frequenzband von 250 bis 3000 Hz in den Spuren von 67 bis 106. Im Anhang zeigt Abb. A.4 seismische Daten des zweiten Deiches mit dazugehörigem Frequenzspektrum. Auch am zweiten Deich lassen sich die gleichen Auswirkungen der Durchfeuchtung des Deiches auf die seismischen Daten und das Frequenzspektrum beobachten wie am ersten Deich.

Die Durchfeuchtung des Deiches wirkt sich auch auf die Laufzeiten der seismischen Wellen in den Daten aus. In Abb. 5.10 sind beispielhaft seismische Daten des einbaufeuchten und eines hochwasserbelasteten Deiches (identisch mit den seismischen Messungen aus Abb. 5.9) des QP4 mit den Ersteinsätzen dargestellt, die sich im direkten Vergleich deutlich unterscheiden. Die Zunahme der Ersteinsatzzeiten aufgrund der Durchfeuchtung des Deiches ist dort am größten, wo die Laufwege durch den durchfeuchteten Teil des Deiches am längsten sind (GP 14 bis 19 in Abb. 5.10 rechts).

Die ersten Einsätze im Nahbereich der Quelle (GP 3 bis 11 in Abb. 5.10 links) sind

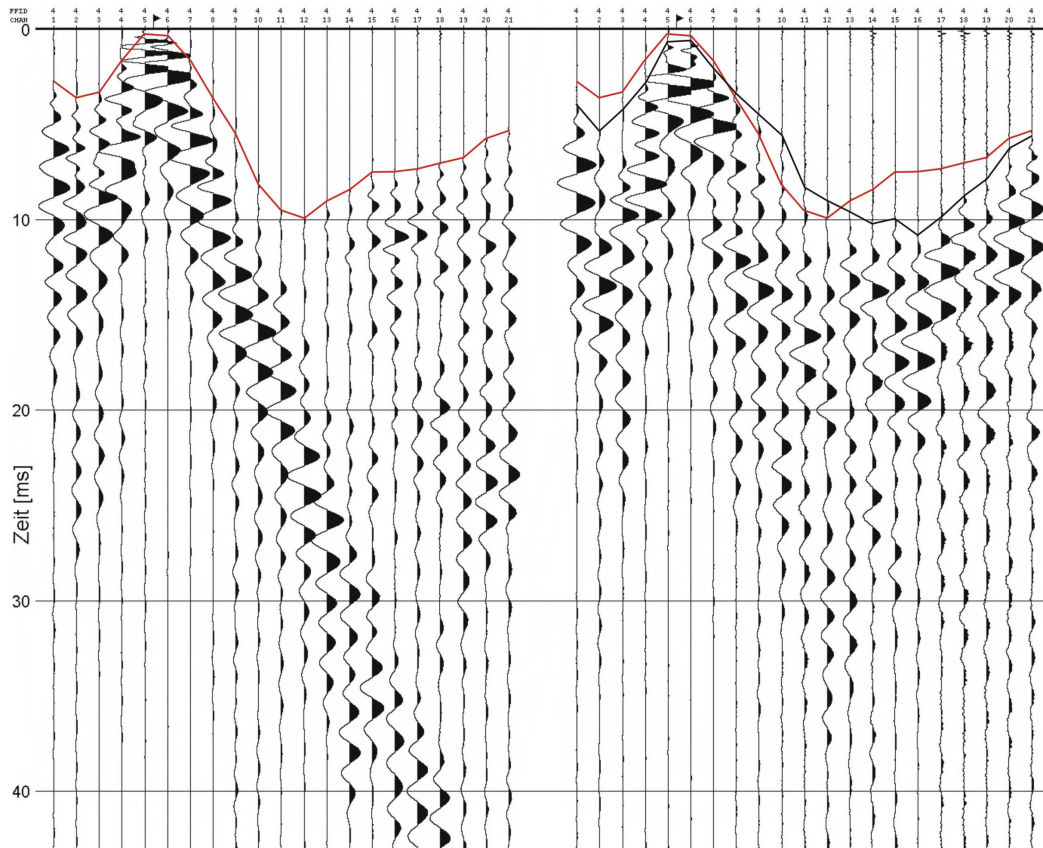


Abbildung 5.10: Minimum-Phasen gefilterte seismische Daten links vom trockenen Zustand des Deiches und rechts vom Deich mit maximaler Hochwasserbelastung (Wasserstand 1,25 m am 14.1.). Es ist die Normal-Komponente der mittleren Messlinie des Deiches vom QP4 dargestellt. Dabei markieren — die Ersteinsätze des trockenen Deiches und — die Ersteinsätze des hochwasserbelasteten Deiches.

die direkten P-Wellen, die sich an der Oberfläche direkt von der Quelle zum Geophon ausbreiten. Ab einer bestimmten Entfernung zur Quelle abhängig von der Deichgeometrie werden die Ersteinsatzzeiten wieder kleiner (GP 1, 13 bis 21 in Abb. 5.10 links). Angeregte P-Wellen breiten sich vom Quellpunkt zum Deichuntergrund aus, laufen dort entlang der Grenzschnitt Lehm/Betonuntergrund und laufen von dort wieder zurück zur Deichoberfläche. Da der Beton jedoch mit circa 3000 m/s eine deutlich höhere P-Wellengeschwindigkeit als der Lehm aufweist, überholen diese refraktierten P-Wellen die direkten P-Wellen.

Im Bereich der Geophone von GP8 bis GP12 nehmen jedoch die Ersteinsatzzeiten im Vergleich bei dem hochwasserbelasteten Deich ab und somit die P-Wellengeschwindigkeit zu. Die Geophone liegen im Bereich der Deichkrone, die vom Hochwasser noch nicht betroffen ist. Durch Austrocknung der Oberfläche des Deiches seit Messbeginn erhöht sich dort die P-Wellengeschwindigkeit (siehe auch zum Vergleich die Laufzeit-Tomographien in Abb. 5.18).

Gut zu erkennen ist in Abb. 5.10, dass die Oberflächenwellen in der seismischen Messung mit hochwasserbelasteten Deich nicht mehr zu identifizieren sind. Grund ist eine höhere Dämpfung infolge der Durchfeuchtung des Deiches. Ebenfalls denkbar ist, dass

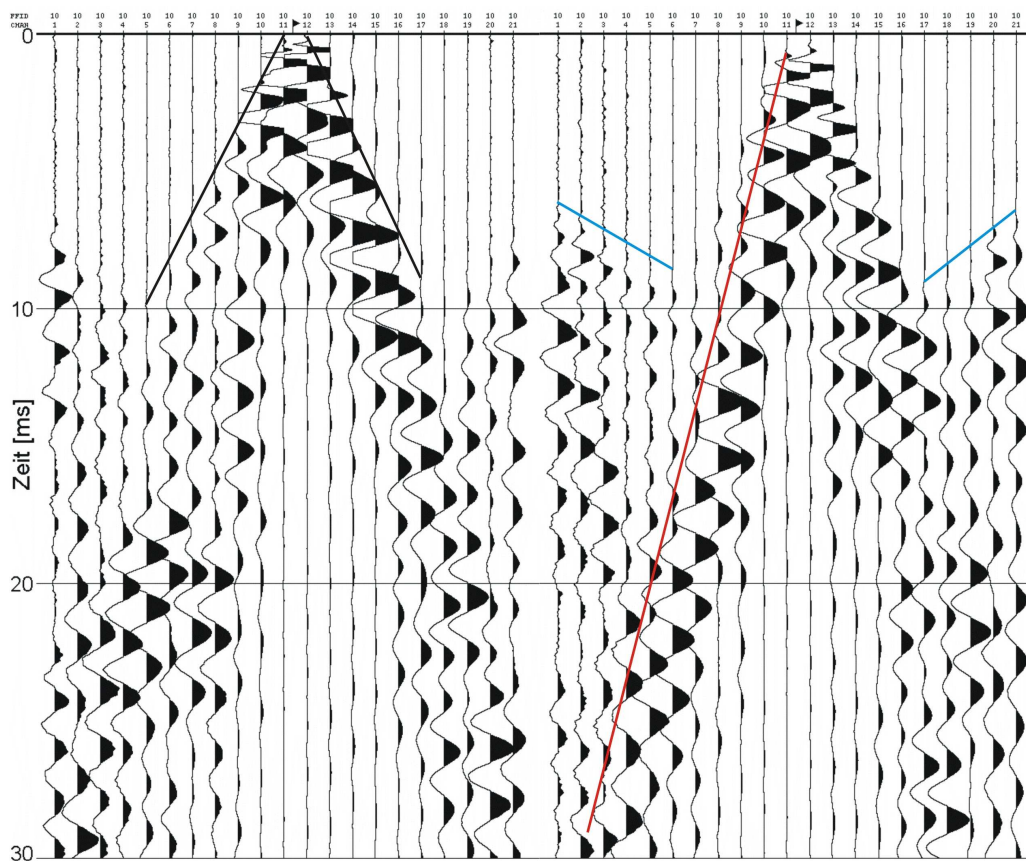


Abbildung 5.11: Minimum-Phasen gefilterte seismische Daten der ML2 vom QP10 mit der Inline-Komponente (links) und der Normal-Komponente (rechts) (spurnormiert, Wasserstand 0 m am 14.1.). Die einzelnen Wellenarten sind markiert mit: — P-Welle, — refraktierte P-Welle und — Oberflächenwelle.

sich die für die Ausbreitung der Oberflächenwelle notwendige Grenzfläche der Medien Lehm/Wasser auflöst, da der Lehm mit hohem Wassergehalt eine breiige aber ohne Belastung formstabile Konsistenz annimmt.

Die Abb. 5.11 zeigt zwei Komponenten im Vergleich für den Quellpunkt QP10 auf der Deichkrone beim ungefluteten einbaufeuchten Deich. Nach Geophonausrichtung und den Welleneigenschaften sind wie erwartet die direkte P-Welle in der Inline-Komponente und die refraktierten P-Wellen und die Oberflächenwellen in der Normal-Komponente am stärksten ausgeprägt. Direkte S-Wellen, Reflexionen an den Modellgrenzen oder der Durchfeuchtungsfront im Deichkörper konnten hingegen in den seismischen Daten nicht beobachtet werden.

5.2.2 Ergebnisse der Laufzeit-Tomographien

Mit den gepickten Laufzeiten seismischer Messungen bei verschiedenen Hochwasserszenarien wurden Laufzeit-Tomographien für den 2D-Fall hauptsächlich von der mittleren Messlinie des ersten Deiches gerechnet. Diese wurden fast ausschließlich mit dem Programm FAST durchgeführt, dessen Prinzip in Kap. 4.6 erläutert wird.

Der ungeflutete einbaufeuchte Modelldeich

Die Ersteinsatzzeiten des ungefluteten einbaufeuchten Deiches wurden für die Berechnung einer Laufzeit-Tomographie genutzt. In Abb. 5.12 ist das Ergebnis der Laufzeit-Tomographie für den ersten Deich zu sehen. Die Tomographie zeigt die Verteilung der P-Wellengeschwindigkeiten im Deichkörper. Im Inneren des Deichkörpers liegt diese bei circa 290 m/s. Als Minimum treten P-Wellengeschwindigkeiten bis 240 m/s auf, an der Deichkrone und oberflächennah an der Landseite des Deiches sind höhere P-Wellengeschwindigkeiten von bis zu 400 m/s zu beobachten. Im Vergleich mit Literaturwerten liegen diese P-Wellengeschwindigkeiten in dem erwarteten Rahmen (siehe Tab. 2.3).

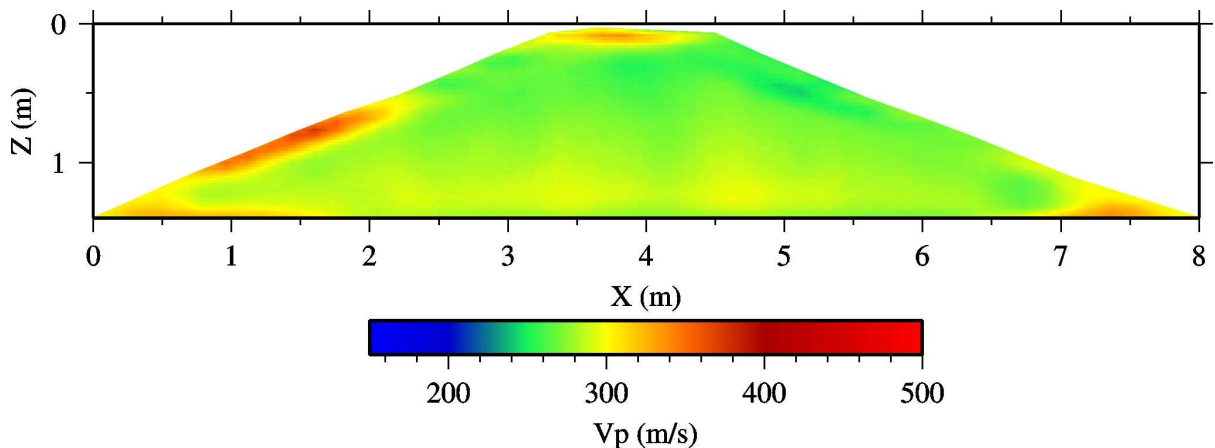


Abbildung 5.12: Laufzeit-Tomographie der P-Wellengeschwindigkeit des einbaufeuchten ungefluteten Deiches

Führt man an den seismischen Daten eine LMO-Korrektur (linear moveout) durch, so erhält man ebenfalls eine P-Wellengeschwindigkeit von circa 240 m/s. Bei der passen-

den Mediumsgeschwindigkeit zieht die LMO-Korrektur ein seismisches Ereignis unabhängig vom Geophon/Quellpunktabstand auf einen Zeitpunkt im Seismogramm zusammen. Abb. 5.13 zeigt das Ergebnis der LMO-Korrektur, bei der die direkten P-Wellen angepasst wurden.

In der Laufzeit-Tomographie in Abb. 5.12 ist innerhalb des Deichkörpers ein positiver Geschwindigkeitsgradient mit zunehmender Tiefe im Deich erkennbar. Am Deichuntergrund liegt die P-Wellengeschwindigkeit bei bis zu 300 m/s. Dies entspricht einem Gradienten im Deich von circa 50 m/s je Meter in der Laufzeit-Tomographie, im Vergleich zu einem Gradienten von 35 m/s je Meter beim Geschwindigkeitsstartmodell. Die Beziehung zwischen P-Wellengeschwindigkeit v und Lagerungstiefe z lässt sich überprüfen mit folgender Gleichung:

$$v = v_0 \left(\frac{z}{z_0} \right)^m \quad (5.1)$$

mit der P-Wellengeschwindigkeit v_0 bei der Lagerungstiefe z_0 und dem Exponent m , der hier mit $1/6$ angesetzt wurde [Schön; 1996]. Bei Anwendung dieser Beziehung ergibt

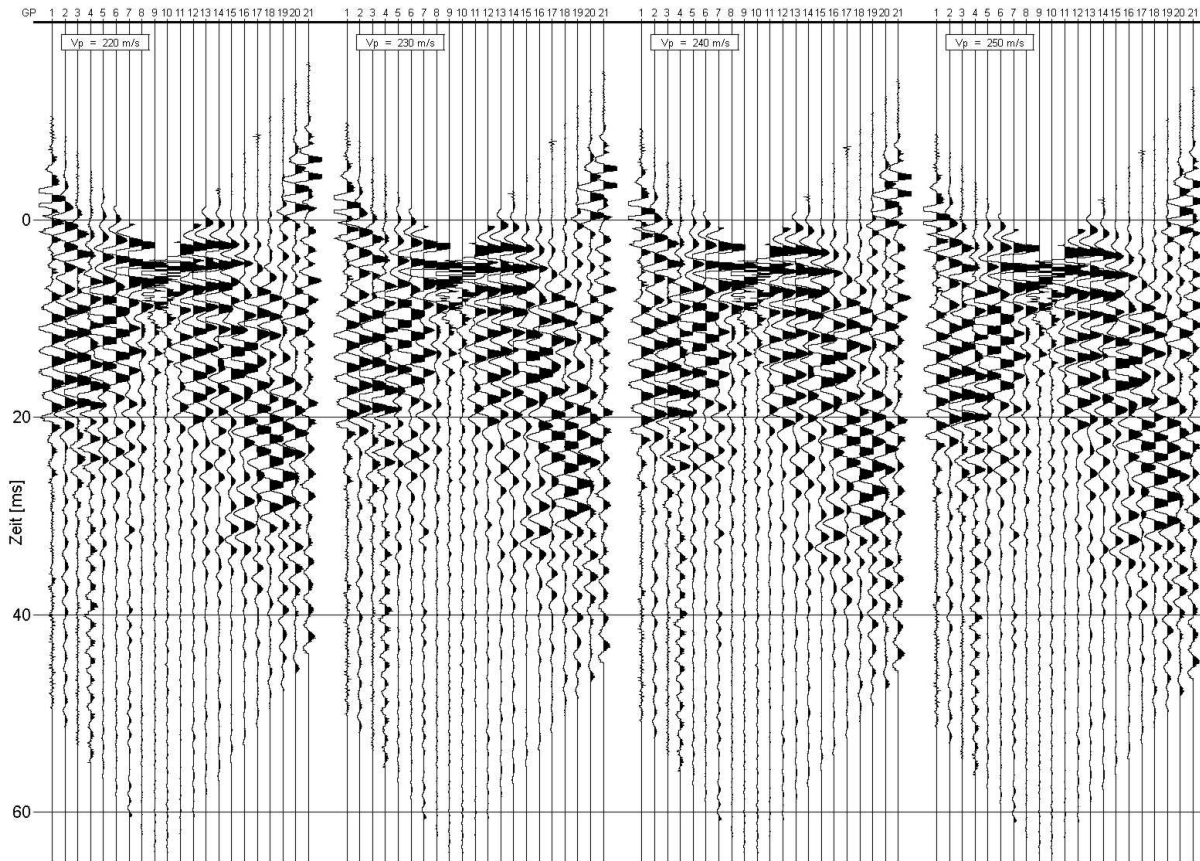


Abbildung 5.13: Seismische Daten vom QP8 mit LMO-Korrektur. Es sind die 21 Geophonspuren der Inline-Komponente der mittleren Messlinie ML2 des Deiches 1 angepasst mit den Geschwindigkeiten 220, 230, 240 und 250 m/s (von links nach rechts) dargestellt. Das dritte Seismogramm zeigt mit einer Korrekturgeschwindigkeit von 240 m/s die beste Geschwindigkeitsanpassung.

sich eine sehr gute Übereinstimmung der berechneten P-Wellengeschwindigkeiten mit den Werten aus der Laufzeit-Tomographie.

Die höheren P-Wellengeschwindigkeiten an der Deichkrone und der landseitigen Böschung können auf eine höhere Verdichtung dieser Stellen zurückgeführt werden. Diese wurden nach dem Einbau des Deiches durch den Aufbau der Messtechnik und das damit verbundene Betreten des Deiches stärker belastet. Die höhere Verdichtung führt neben einer Erhöhung der Dichte auch zu einer deutlichen Zunahme des Kompressionsmoduls. Dies führt dementsprechend zu einer höheren P-Wellengeschwindigkeit.

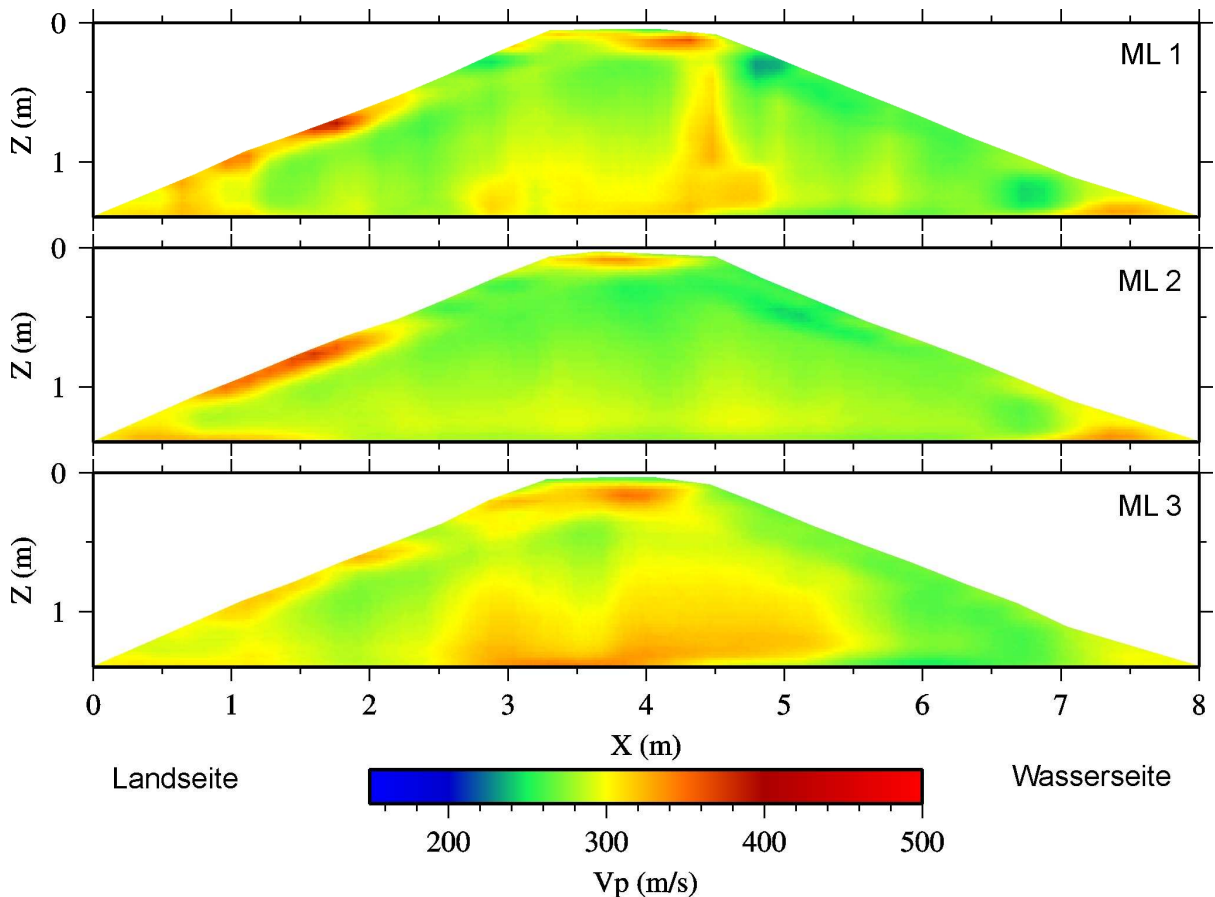


Abbildung 5.14: Laufzeit-Tomographien des trockenen noch nicht gefluteten Deiches aller drei Messlinien

Die Abbildung 5.14 zeigt die Laufzeit-Tomographien der drei Messlinien des ungefluteten ersten Deiches im Vergleich. Dabei zeigen sich leichte Unterschiede zwischen den Messlinien, wobei die äußeren Messlinien ML1 und ML3 sich mehr ähneln. Im Deichinneren der Tomographie der ML1 und ML3 lassen sich höhere P-Wellengeschwindigkeiten bis 350 m/s beobachten als in der ML2. Hier kann ein Randeffekt, hervorgerufen durch die Modellgrenzen des Modelldeiches, beobachtet werden. Die Modellgrenzen aus Plexiglas und Beton weisen deutlich höhere P-Wellengeschwindigkeiten auf als der Lehm, die sich offensichtlich in den Tomographien der ML1 und ML3, wenn auch gering, widerspiegeln. Die höheren P-Wellengeschwindigkeiten an der Oberfläche des Deiches an der Landseite und der Deichkrone werden in allen drei Messlinien gleich abgebildet. Auch der

Geschwindigkeitsgradient mit zunehmender Tiefe im Deich wie auch die Artefakte an den Deichfüßen lassen sich in allen drei Messlinien erkennen.

Strahlendichten, Strahlenwege und Auflösung der Laufzeit-Tomographie In Abb. 5.15 sind die Strahlendichten und die Strahlenwege der Laufzeit-Tomographie aus Abb. 5.12 abgebildet. Die Strahlendichte zeigt die Überdeckung der einzelnen Bereiche des Deiches durch die insgesamt bis zu 378 möglichen Strahlenwege zwischen den Quell- und den Geophonpunkten. Die Strahlendichten der Laufzeit-Tomographie zeigen erwartungsgemäß, dass insbesondere die Laufwege der direkten P-Wellen aber auch der refraktierten P-Wellen in der Laufzeit-Tomographie überwiegen. Für die Tomographie wurde die P-Wellengeschwindigkeit des Betonbereiches unter dem Deich mit der aus den seismischen Messungen bestimmten P-Wellengeschwindigkeit als nicht veränderlich festgesetzt, wodurch Strahlenwege in den Beton hinein verhindert werden konnten. Das Innere des Deiches wird vollständig durch die Strahlenwege der refraktierten P-Wellen abgedeckt. Deswegen verlaufen auch alle diese Strahlenwege mit den beiden sich aus dem kritischen Winkel ergebenden Winkeln durch den Deich. Dieser beträgt nach Gleichung 5.2 für den Deich circa 6° , was auch ungefähr der Neigung der Strahlenwege in Abb. 5.15 entspricht.

$$\sin i_c = \sin 90^\circ \frac{v_{pLehm}}{v_{pBeton}} \quad (5.2)$$

Die Auflösung der Laufzeit-Tomographie im Deichkörper erscheint auf den ersten Blick mit Strahlenwegen in zwei Winkeln durch die Zellen der Inversion als eher gering. Berücksichtigt werden müssen jedoch die folgenden Aspekte:

- Die einzelnen Teile der Strahlenwege, insbesondere die im Lehm verlaufenden Teile der refraktierten Laufwege, werden bei der Anregung von bis zu 18 Quellpunkten mehrfach durchlaufen.
- Die einzelnen Laufwege haben je nach Quellpunkt/Geophonpunkt-Kombination unterschiedlich lange Laufwege.
- Durch die Anregung auf beiden Deichseiten werden bei refraktierten Strahlenwegen ähnliche Laufwege in zwei entgegengesetzten Richtungen durchlaufen.

Betrachtet man zum Beispiel in Abb. 5.16 den Quellpunkt QP4 auf der Landseite des Deiches, so ergeben sich für die Strahlenwege der Geophonpunkte auf der Wasserseite des Deiches fast identische Laufwege, die sich nur im aufsteigenden Strahlenweg auf der Wasserseite unterscheiden. Wenn lokale Geschwindigkeitsänderungen im Deichkörper auf der Wasserseite aufgrund der Durchfeuchtung des Deiches während eines Hochwassers durch einige aufsteigende Strahlenwege durchlaufen werden, können diese Geschwindigkeitsänderungen mit der Tomographie erfasst werden, da sich die Laufzeiten für den absteigenden Strahlenweg und entlang der Grenzschicht nicht ändern. Die anderen Quellpunkte auf der Landseite erhöhen mit weiteren refraktierten Strahlenwegen die Überdeckung der Zellen der Inversion mit Strahlenwegen weiter, da die aufsteigenden Strahlenwege sich gleichen. Andererseits lassen sich lokale Geschwindigkeitsänderungen im Deichkörper auch dann auflösen, wenn durch Hochwasser einige Quellpunkte auf der Wasserseite nicht mehr angefahren werden können. Dies zeigt, dass sich auch Strukturen im Inneren des Deichkörpers auflösen lassen.

Die nur sehr geringen Strahlendichten in Abb. 5.15 an den Deichfüßen zeigen, dass die in den gezeigten Laufzeit-Tomographien beobachteten P-Wellengeschwindigkeiten wenig verlässlich sind. So werden von den 50 Zellen der Inversion in x-Richtung an den Deichfüßen jeweils die ersten und letzten 3 Zellen nur sehr gering oder gar nicht mit Strahlen durchlaufen. Dies entspricht beim acht Meter breiten Deich jeweils 48 cm breite Bereiche am Deichfuß, die nicht ausreichend mit der Tomographie abgebildet werden können. Die an den Deichfüßen beobachteten höheren P-Wellengeschwindigkeiten bei der Laufzeit-Tomographie des ungefluteten Deiches (siehe Abb. 5.12) sind demnach als Artefakte einzuordnen.

3D-Laufzeit-Tomographie Aus der seismischen Messung für den einbaufeuchten ungefluteten Deich wurden für alle 3402 Geophon- und Quellpunktkombinationen aller drei Messlinien die Ersteinsätze gepickt und für die Berechnung einer 3D-Tomographie verwendet. Im Vergleich zur 2D-Tomographie geht in die 3D-Tomographie die 9-fache Datenmenge ein.

Abb. 5.17 zeigt einige der berechneten Schnitte in den verschiedenen Raumrichtun-

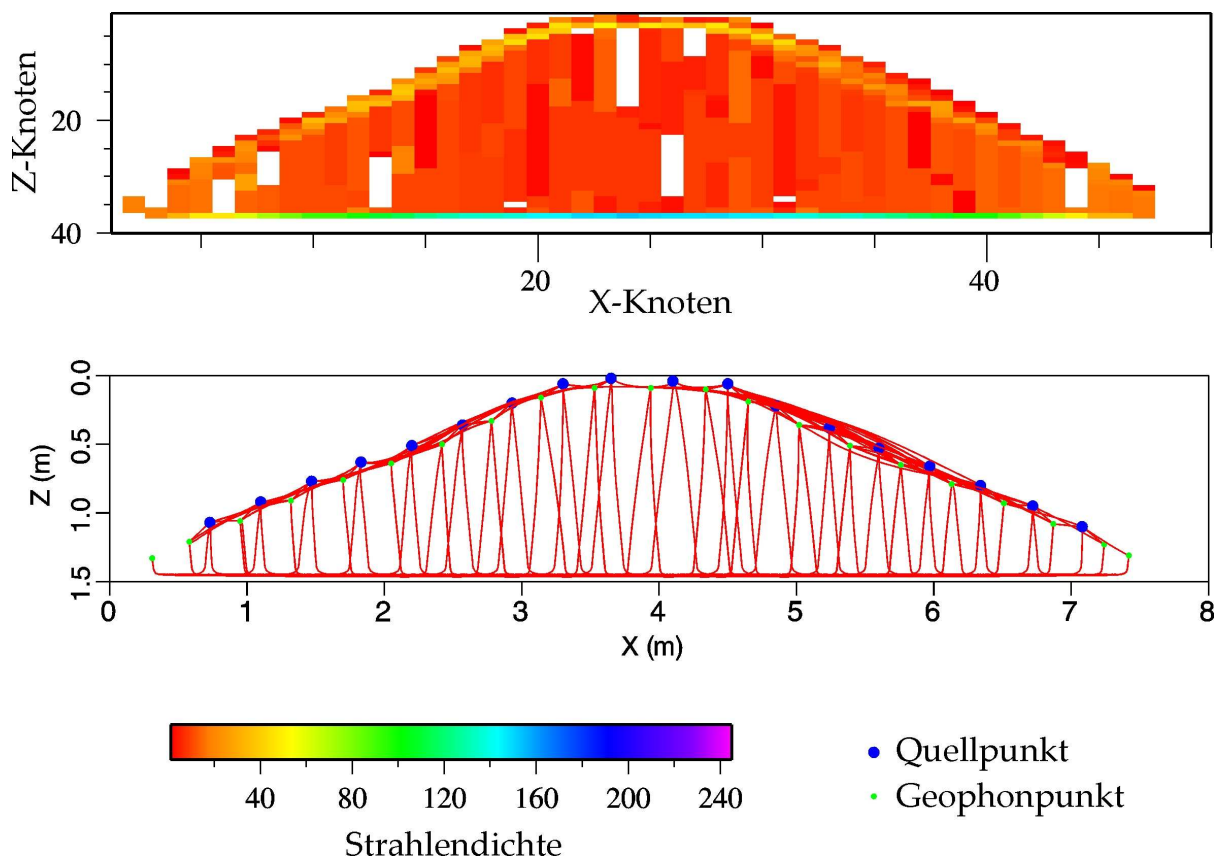


Abbildung 5.15: Das obige Diagramm zeigt die Strahlendichten der Laufzeit-Tomographie des ungefluteten Deiches 1 mit den entsprechenden Strahlenwegen im unteren Diagramm. Die Knoten kennzeichnen die Geschwindigkeitszellen der Inversion, hier wurde mit 50 Zellen in horizontaler und 100 in vertikaler Richtung gerechnet.

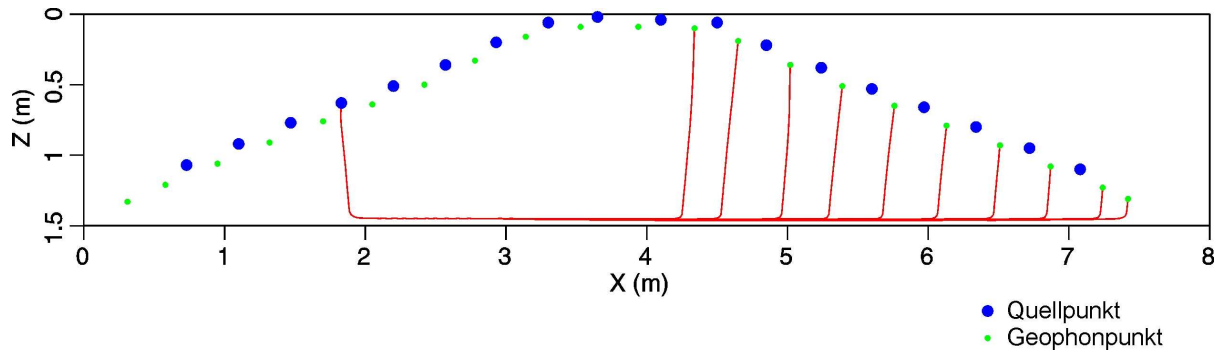


Abbildung 5.16: Die vom QP4 ausgehenden refraktierten Strahlenwege, die an den Geophonen der Wasserseite enden, haben größtenteils identische Laufwege.

gen durch den Deich. Die Ergebnisse ähneln denen der 2D-Tomographie. So werden der positive Geschwindigkeitsgradient im Deichkörper und die oberflächennahen höheren P-Wellengeschwindigkeiten an der Landseite und dem Deichkrone wie bei der 2D-Tomographie abgebildet. Allerdings sind viele kleinräumige Geschwindigkeitsanomalien in den oberflächennahen Deichbereichen als Artefakte einzustufen. Offensichtlich sind die Randeffekte in den seismischen Daten aufgrund der Kürze des Deichmodells zu groß. Auch die berechneten Fehlerabweichungen liegen mit einem RMS error von 678 ms deutlich über denen der 2D-Tomographie (siehe Tab. 5.1).

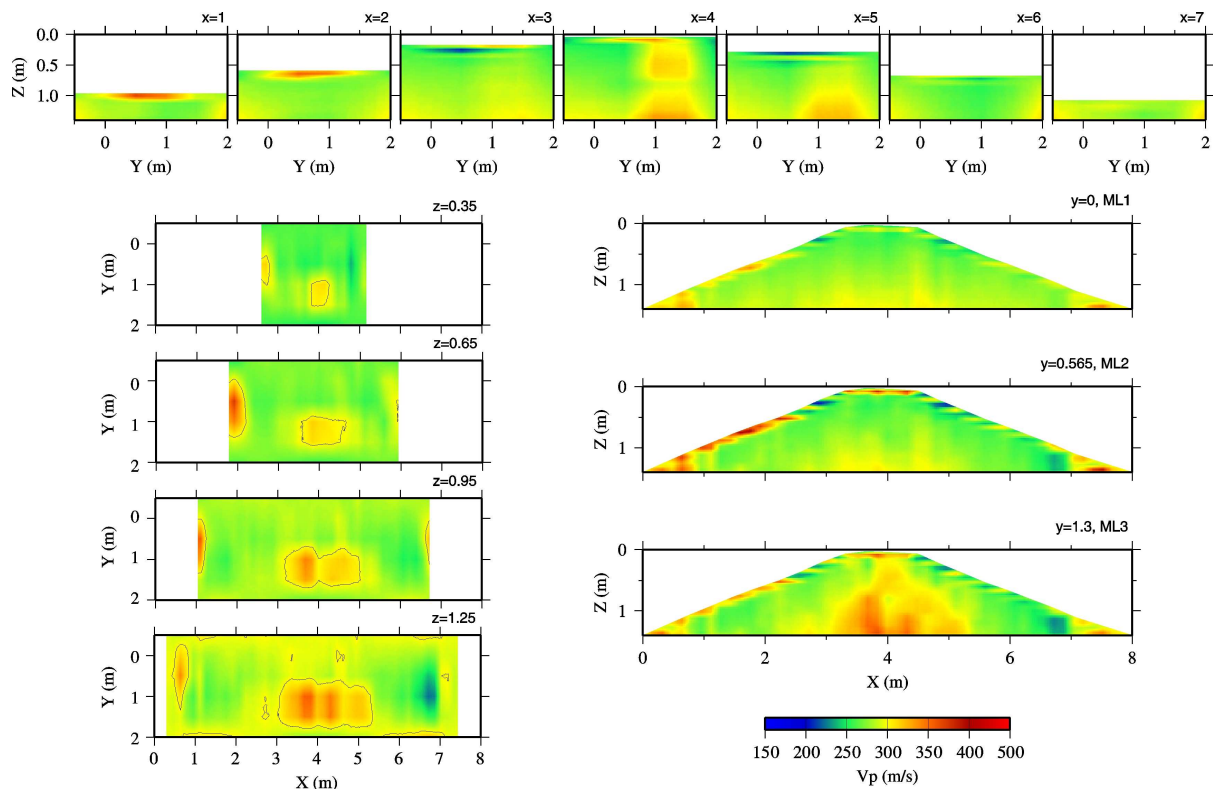


Abbildung 5.17: Das Ergebnis der 3D-Tomographie für den einbaufeuchten ungefluteten Deich zeigt berechnete Schnitte durch den Deich oben der Koordinate x , links von z und rechts von y .

Der hochwasserbelastete Modelldeich

In Abb. 5.18 ist eine Abfolge von Laufzeit-Tomographien des ersten Hochwasserszenarios am ersten Deich dargestellt. Beginnend mit der Flutung des Deichmodells mit einem konstanten Wasserstand von 50 cm sind im Tagesabstand die jeweiligen Laufzeit-Tomographien abgebildet.

Die langsame Durchfeuchtung des Deiches lässt sich in Abb. 5.18 anhand der Abnahme der P-Wellengeschwindigkeit auf bis zu 200 m/s gut nachvollziehen. Die erste Durchsickerung am Deichfuß der Landseite erfolgte schon nach 10 Stunden, siehe dazu auch die Überwachungsbilder des Deiches in den Abb. A.5 bis A.10 im Anhang. Die Laufzeit-Tomographie am ersten Tag der Flutung zeigt ebenfalls deutliche Unterschiede im Vergleich zur Laufzeit-Tomographie des trockenen Deiches, die mit jedem Tag weiter zunehmen. Die Durchfeuchtung des Deiches zur Landseite erfolgt entlang der Deichunterkante. Die durch Kapillarität hervorgerufene Durchfeuchtung des Deiches an der Oberfläche der Wasserseite über dem anstehenden Hochwasser ist ebenso in den Laufzeit-Tomographien innerhalb der Tagesabstände gut zu erkennen.

Die Zunahme der P-Wellengeschwindigkeiten an der Deichkrone und an der Oberfläche der Wasserseite mit jedem Tag, kann auf zwei Effekte zurückgeführt werden. Einerseits können höhere Minimum/Maximum-Werte der P-Wellengeschwindigkeiten den Fehler der Inversion reduzieren. Andererseits wurde seit Beginn der Flutung des Deiches der Deich nicht mehr mit einer Folie abgedeckt. Das heißt, der Deich konnte mit Beginn der Messungen oberflächlich trocknen und dies kann auch zu einer Zunahme der P-Wellengeschwindigkeiten führen.

In Abb. 5.19 sind Laufzeit-Tomographien von späteren Hochwasserszenarien mit höheren Wasserständen dargestellt. Je höher und länger die Wasserstände eingestellt waren, um so weniger Quellpunkte konnten angefahren werden. Dies reduziert die Qualität und die Aussagekraft der Laufzeit-Tomographien, da damit auch die Anzahl der Strahlenwege und die Strahlendichte in den Laufzeit-Tomographien abnimmt. Tab. 5.1 zeigt eine Übersicht einiger für die gezeigten Laufzeit-Tomographien wichtigen Parameter wie die Standardabweichungen der Laufzeitresiduen (RMS error) und nutzbare Laufwege.

Die Laufzeit-Tomographien der Abb. 5.19 haben im Vergleich zu denen in Abb. 5.18 deutlich höhere Standardabweichungen (RMS error, siehe Tab. 5.1). Die Auflösung der Tomographien ist geringer. Dies zeigt sich in den vertikalen Strukturen in den Laufzeit-Tomographien. Diese sind kein Zeichen für eine bessere lokale Auflösung sondern werden durch notwendige Änderungen von Parametern der Tomographie und einer geringeren Strahlendichte verursacht. Die Auflösung ist im Vergleich zur Abb. 5.12 vor allem an den Deichfüßen beeinträchtigt, da die Quellpunkte am Anfang und Ende der Messlinie nicht mehr gemessen werden konnten.

Die Ergebnisse der Laufzeit-Tomographie am Deich 2 in Abb. 5.20 zeigen ähnliche Resultate wie am ersten Deich. Am Deich 2 lassen sich jedoch höhere P-Wellengeschwindigkeiten beobachten, wie schon bei den Ultraschallmessungen an den Lehmproben (siehe auch Tab. 3.3). An der Deichkrone hat sich ein Bereich mit höheren P-Wellengeschwindigkeiten bis über 500 m/s herausgebildet. Unterhalb dieses Bereiches ist beim einbaufechten ungefluteten Deich eine Zunahme der P-Wellengeschwindigkeit von 270 m/s mit der Tiefe ansteigend auf bis zu 400 m/s zu beobachten, die, wie auch beim ersten Deich, gut mit der Beziehung Lagerungstiefe-Wellengeschwindigkeit nach Gleichung 5.1 überein-

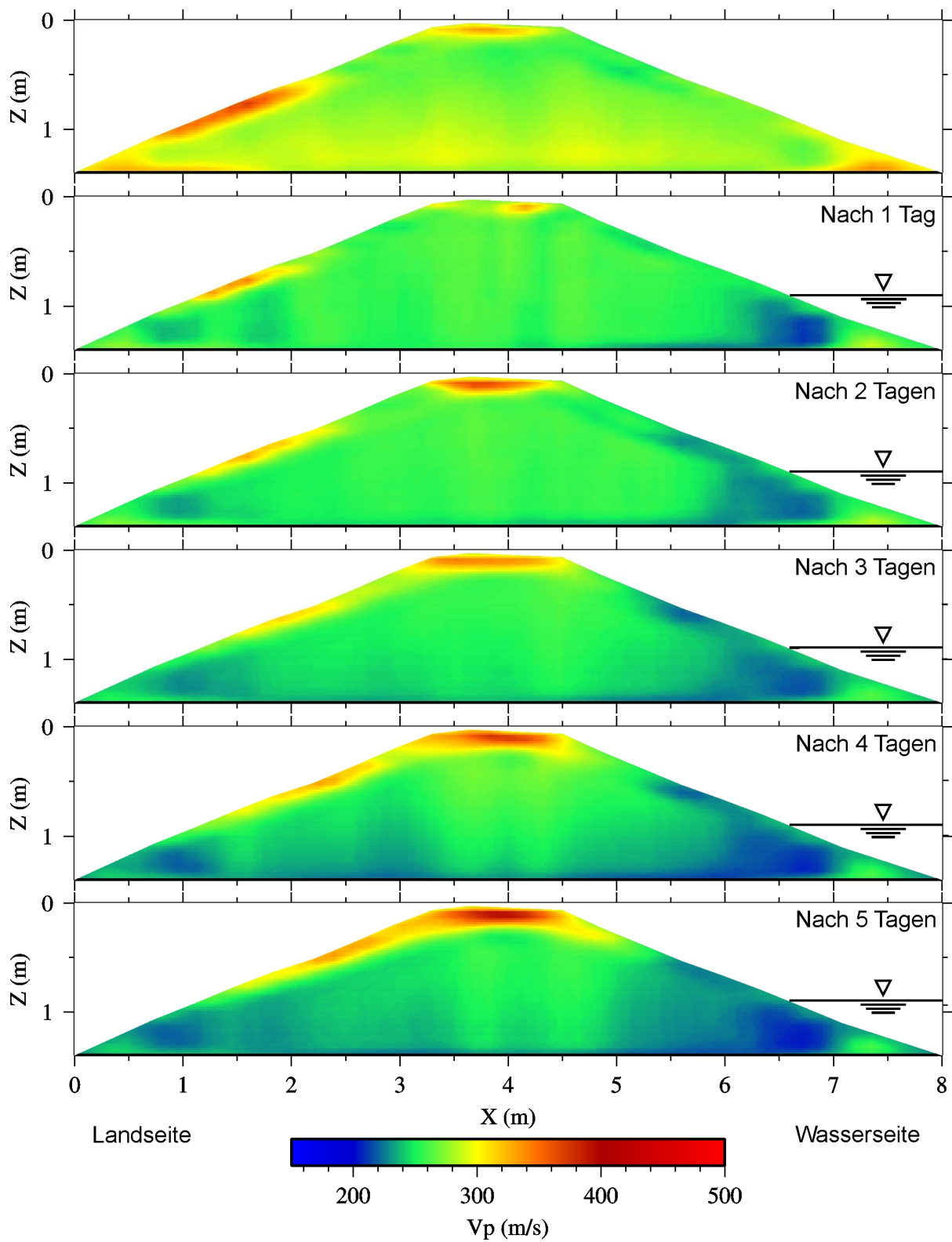


Abbildung 5.18: Laufzeit-Tomographien oben vor der Flutung, dann jeweils in Tagesabständen vom ersten Hochwasser ab dem 03.12.2004 mit konstant 50 cm Wasserstand

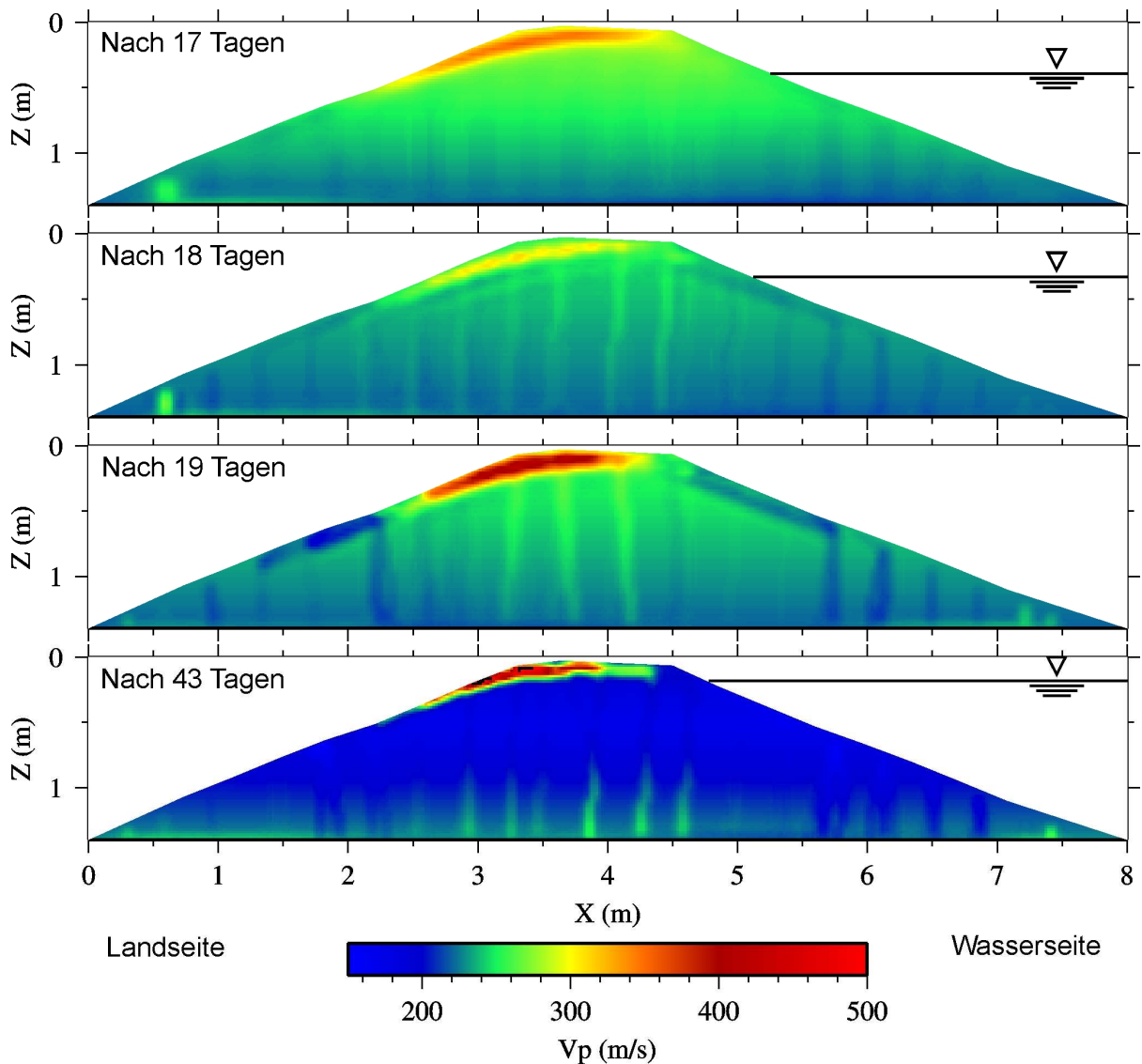


Abbildung 5.19: Laufzeit-Tomographien bei verschiedenen Hochwasserszenarien: nach 17 Tagen mit 1 m Wasserstand, nach 18 Tagen mit 1,10 m Wasserstand, nach 19 Tagen mit 0 m Wasserstand kurz nach Hochwasserende und nach 43 Tagen mit 1,25 m Wasserstand

stimmt. Auf der Landseite des Deiches von Profilmeter 1 bis 3 ist oberflächlich wieder ein Bereich mit höheren P-Wellengeschwindigkeiten erkennbar. Die Bereiche mit erhöhten P-Wellengeschwindigkeiten im Deichkörper lassen sich mit der höheren Belastung durch die Begehung des Deiches nach Fertigstellung des Deiches begründen, bei der die Messtechnik aufgebaut wurde.

Für den zweiten Tag der Flutung des zweiten Modelldeiches mit 50 cm Wasserstand zeigt Abb. 5.20 unten die entsprechende Laufzeit-Tomographie. Deutlich zu beobachten ist wiederum die Abnahme der P-Wellengeschwindigkeiten in den durchfeuchteten Deichbereichen. Die P-Wellengeschwindigkeit hat in diesen Bereichen mit circa 30 m/s um 10 % abgenommen.

Laufzeit-Tomographie mit laufender Nummer der seismischen Messungen	Anzahl Quell- punkte	Anzahl Strahlen- wege	RMS error [ms]	Geschwindigkeitsstartmodell v_p [m/s] in Tiefe z		Zellengröße der Inversion in [cm]	
				0 m	1,4 m	x	z
Deich 1							
TM - ungeflutet, ML1	18	378	0,509	250	300	16	4
TM - ungeflutet, ML2	18	378	0,479	250	300	16	4
TM - ungeflutet, ML3	18	378	0,677	250	300	16	4
2 - am Tag 1 Hochwasser 1	15	315	0,465	260	250	16	4
6 - am Tag 2 Hochwasser 1	15	315	0,445	260	250	16	4
9 - am Tag 3 Hochwasser 1	14	294	0,506	260	240	16	4
11 - am Tag 4 Hochwasser 1	14	294	0,453	270	230	16	4
13 - am Tag 5 Hochwasser 1	14	294	0,464	250	230	16	4
13 - synthetische Laufzeiten	14	294	0,224	300	300	16	4
40 - Hochwasser 2	10	200	1,656	280	220	4	4
44 - Hochwasser 2	7	140	1,844	250	220	4,4	4
47 - Hochwasser 2	7	147	0,704	260	220	4	4
53 - Hochwasser 2	8	168	0,880	200	230	4	4
TM - ungeflutet (3D-Inversion)	54	3402	677,5	250	300	4	4
Deich 2							
TM - ungeflutet	18	378	0,517	220	330	16	4
6 - am Tag 2 Hochwasser 1	14	294	0,799	220	330	16	4

Tabelle 5.1: Einige Parameter der seismischen Messungen und deren Laufzeit-Tomographien aus Abb. 5.18, 5.19 und 5.20

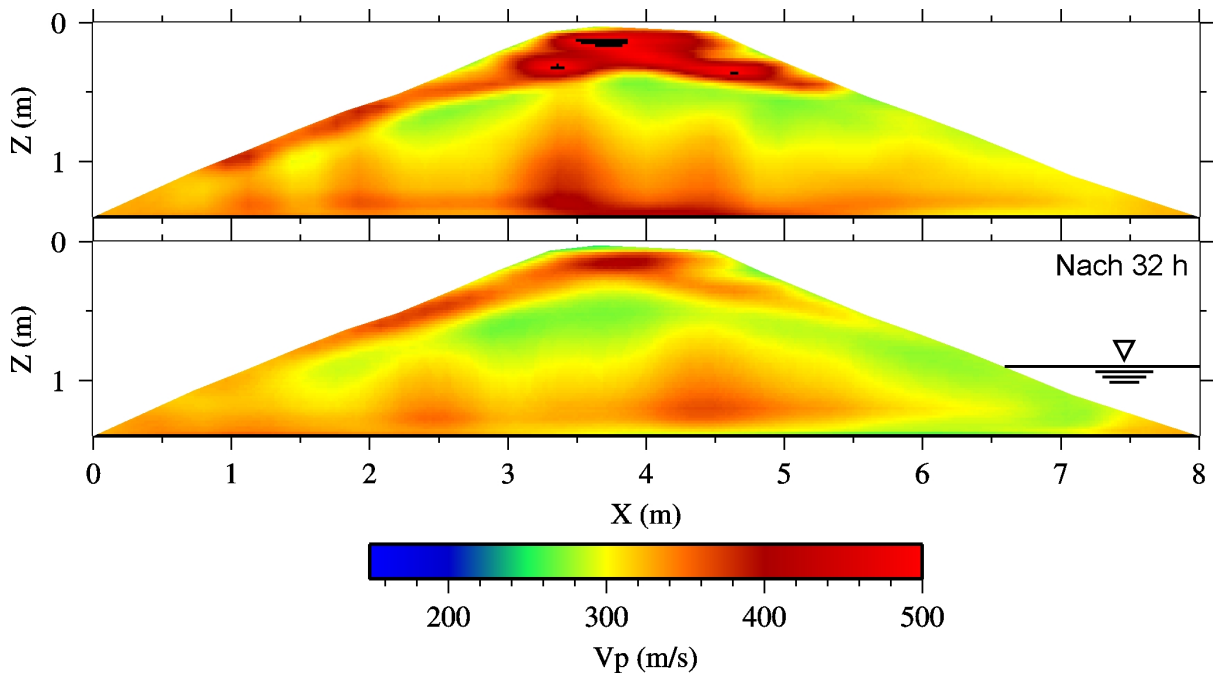


Abbildung 5.20: Laufzeit-Tomographien des zweiten Modelldeiches für den einbaufechten ungefluteten Deich und am zweiten Tag der Einstauung mit 0,5 m Wasserstand

Wie schon in den Labormessungen (siehe Tab. 3.3) beobachtet, ist die Abnahme der P-Wellengeschwindigkeit bei zunehmendem Wassergehalt bei dem am Deich 2 verwendeten Lehm Wolfartsweiler geringer als beim Lehm Waldstadt des ersten Deiches. Die Laufzeit-Tomographien zeigen im Vergleich mit Deich 1 etwas höhere Standardabweichungen (RMS error, siehe Tab. 5.1). Da der Wolfartsweiler Lehm einen kleineren k_f -Wert aufweist, wurde eine Durchsickerung durch den Deich erst nach circa 3 Wochen Hochwasserbelastung beobachtet. Durch die gleichzeitig aber höheren Kapillarkräfte konnten schon frühzeitig deutlich weniger Quellpunkte als beim ersten Deich angefahren werden, was die Qualität und Aussagekraft der Laufzeit-Tomographien mindert.

Inversion mit synthetischen Laufzeiten Mit dem Programm FAST wurden mit synthetischen Laufzeitdaten Tests durchgeführt, um die berechneten Inversionsergebnisse besser beurteilen zu können. Am Beispiel der seismischen Messung 13 vom ersten Deich mit einem Hochwasser von 50 cm Höhe (siehe Abb. 5.18 nach 5 Tagen) wurden anhand des Inversionsergebnisses synthetische Laufzeiten generiert. Vergleicht man in Abb. 5.21 die synthetischen Laufzeiten mit den realen gepickten Laufzeiten, so sieht man, dass sich die Laufzeiten in einem Bereich von bis zu 2 m von der Quelle gleichen. An den weiter entfernten Geophonen sind die synthetischen Laufzeiten kleiner als die realen gepickten Laufzeiten, täuschen also höhere Mediumsgeschwindigkeiten im Deichkörper vor.

Mit diesen synthetischen Daten wurde erneut eine Inversion berechnet. Abb. 5.22 zeigt ein Ergebnis dieser Inversion mit einem im Deichkörper konstanten Geschwindigkeitsmodell (siehe Tab. 5.1). Der Vergleich mit dem Inversionsergebnis der real gepickten Laufzeiten aus Abb. 5.18 zeigt einen ähnlichen Aufbau. So sind die höheren P-Wellengeschwindigkeiten an der Dechoberfläche der Landseite und der Deichkrone in den syntheti-

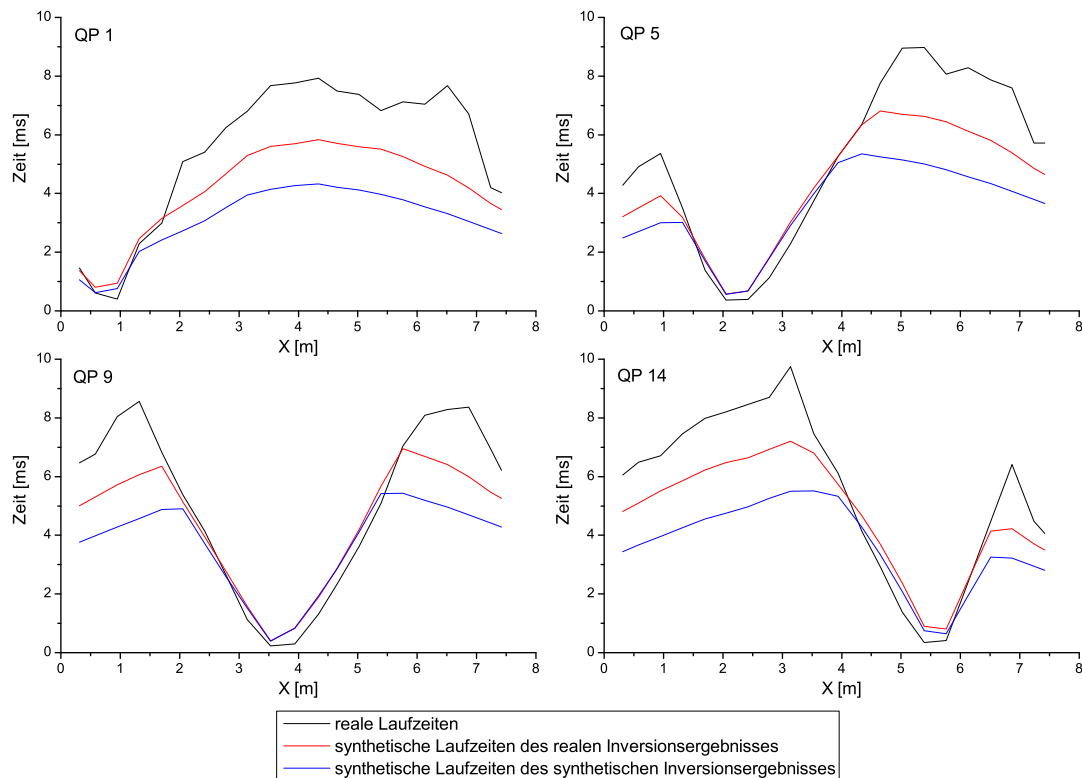


Abbildung 5.21: Die realen Laufzeiten an vier Quellpunkten der seismischen Messung 13 sind im Vergleich mit den synthetischen Laufzeiten des Inversionsergebnisses und deren synthetischen Laufzeiten dargestellt.

schen Daten ebenfalls zu erkennen. Unterhalb dieser höheren P-Wellengeschwindigkeiten sind die berechneten P-Wellengeschwindigkeiten jedoch deutlich höher auch aufgrund des gewählten Geschwindigkeitsstartmodells und der synthetischen Laufzeiten. Trotzdem ähnelt sich die Verteilung der P-Wellengeschwindigkeiten. Unterhalb der Deichkrone wurden im Deichinneren höhere Geschwindigkeiten als im restlichen Deichkörper berechnet. Zu den Deichfüßen hin nimmt die Geschwindigkeit ab. An der Dechoberfläche der Landseite bei Profilmeter 1 und der Wasserseite bei Profilmeter 5 bis 6 sind im synthetischen Inversionsergebnis deutlich niedrigere P-Wellengeschwindigkeiten zu beobachten. Unterhalb davon ist die P-Wellengeschwindigkeit in den gleichen Bereichen erniedrigt, wie es bei dem tatsächlichen Inversionsergebnis zu beobachten war.

Vom Inversionsergebnis der synthetischen Laufzeiten wurden wiederum Laufzeiten generiert (siehe Abb. 5.21). Vergleicht man diese mit den realen und den synthetischen Laufzeiten so sind wiederum in einem Bereich von bis zu 2 m von der Quelle die Laufzeiten ähnlich. Die Laufzeiten an weiter entfernten Geophonen sind fast um den gleichen Betrag kleiner wie im Vergleich der realen gepickten und der synthetischen Laufzeiten. Zudem zeigt die Abbildung, dass der Übergang der Laufzeiten von den direkten zu den refraktierten P-Wellen bei den Laufzeitkurven nicht an der gleichen Entfernung von der Quelle stattfindet. Grund dafür kann einerseits sein, dass die Wellengeschwindigkeit im

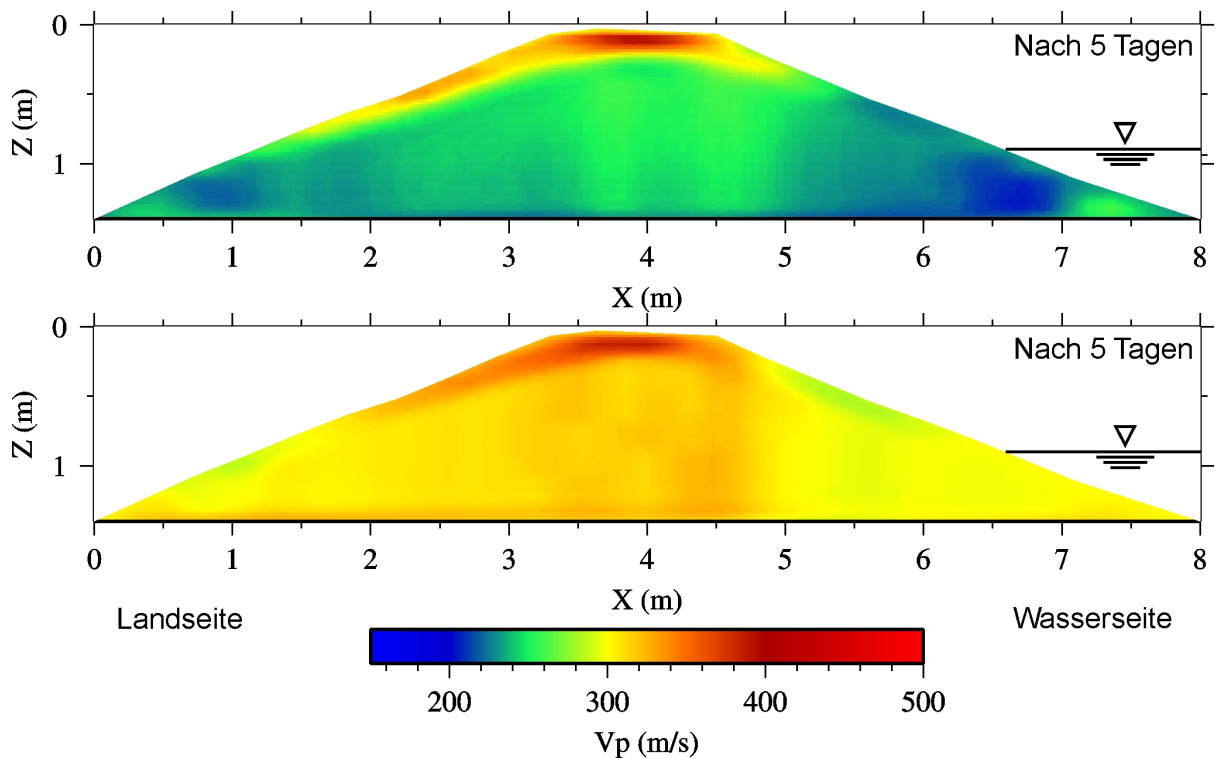


Abbildung 5.22: Laufzeit-Tomographien der seismischen Messung 13 des ersten Deiches bei 0,5 m Wasserstand oben mit realen gepickten Laufzeiten und unten mit synthetischen Laufzeiten

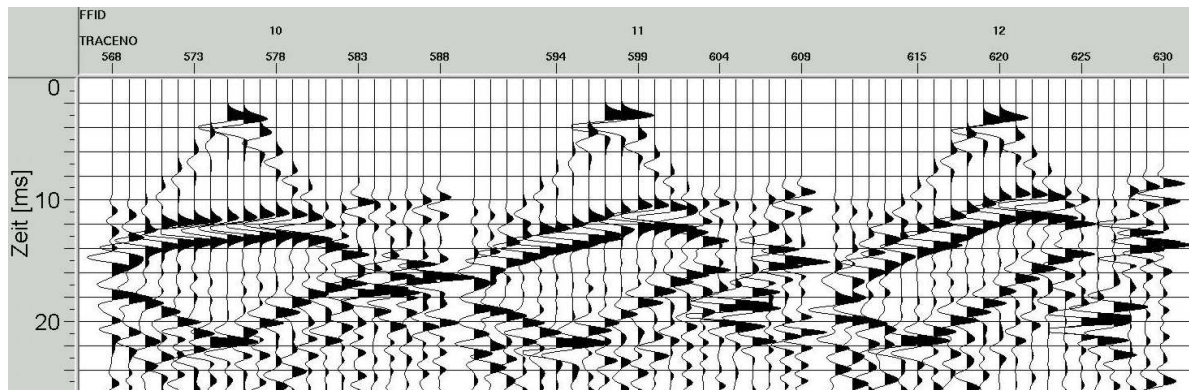
Beton als zu hoch angesetzt wurde. Also statt der angenommenen Geschwindigkeit von 3000 m/s eher um 2000 m/s. Oder aber die refraktierten P-Welleneinsätze wurden zu spät gepickt, da deren Amplituden sehr klein sind.

Die Inversion mit synthetischen Laufzeiten zeigt somit, dass mit der Inversion von FAST Strukturen im Deichkörper und auch Geschwindigkeitsänderungen durch Hochwassereinflüsse aufgelöst werden können. Wie der Vergleich der Laufzeiten zeigt, gibt es jedoch Probleme bei der Bestimmung der absoluten Geschwindigkeitswerte.

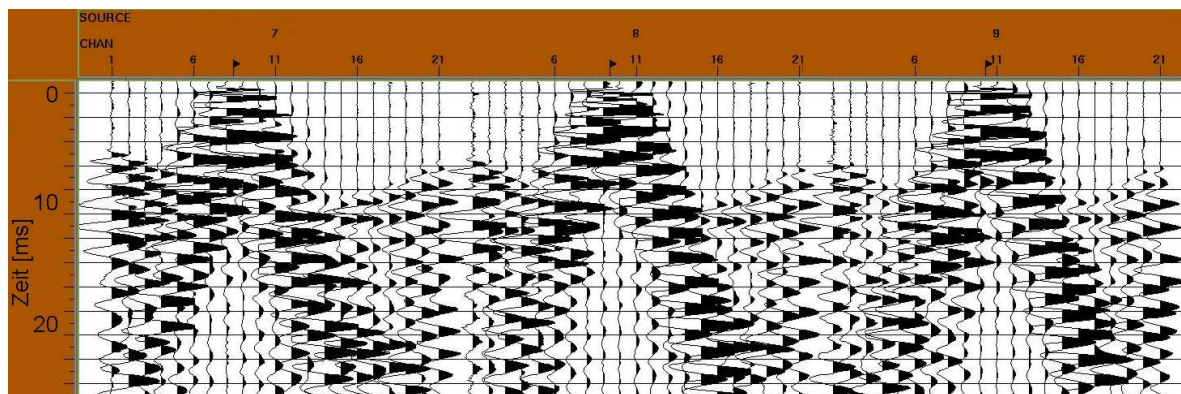
Nachmodellierung der Laufzeit-Tomographie des ungefluteten einbaufeuchten Modelldeiches Das Ergebnis der Laufzeit-Tomographie des einbaufeuchten ersten Modelldeiches wurde mit einer FD-Modellierung an der TU Bergakademie Freiberg durch D. Köhn [Köhn u. Bohlen; 2004] nachgerechnet. Dazu wurde das P-Wellengeschwindigkeitsmodell aus Abb. 5.12 als Parameter in die Modellierung übernommen und daraus synthetische Seismogramme berechnet.

Abb. 5.23 zeigt im Vergleich die nachmodellierten synthetischen Daten mit den gemessenen seismischen Daten. Es lassen sich deutliche Unterschiede feststellen. Die in den nachmodellierten Daten zu sehenden Reflexionen finden sich nicht in den gemessenen Daten wieder. Der Grund liegt in der bei der Modellierung nicht berücksichtigten Dämpfung. Vergleicht man die Wellenfelder, so ist zu erkennen, dass die direkten P-Wellen leicht voneinander abweichen, die refraktierten P-Wellen sind dagegen ungefähr gleich. Allerdings stimmen die Ersteinsatzzeiten, gut zu erkennen an den Quellpunkten mit den kleinsten

Ersteinsatzzeiten, nicht überein, da eine Impulsquelle in den Modellierungen verwendet wurde. Die prägnanten Oberflächenwellen in den realen Daten sind in den synthetischen Daten nicht vorhanden.



(a) modellierte Daten der y-Komponente



(b) seismische Daten der Normalkomponente

Abbildung 5.23: Im Vergleich sind die Daten der Modellierung und der Seismik der mittleren Messlinie der Quellpunkte 7 bis 9 dargestellt.

Wassergehalts-Tomographie Der Vergleich der P-Wellengeschwindigkeiten aus den Laufzeit-Tomographien mit denen der Ultraschallmessungen zeigt, dass die Geschwindigkeiten der Laufzeit-Tomographien niedriger sind als die der Ultraschallmessungen. Gründe für diesen Unterschied sind die unterschiedlichen Verdichtungsgrade der Materialien am Deich und in den Ultraschallmessproben, verschiedene Drücke bei den jeweiligen Messanordnungen und die unterschiedliche Herstellung der Proben für die Ultraschallmessungen und beim Aufbau der Deiche.

Die in Kap. 3.3 bei der Auswertung der Ultraschallmessungen bestimmten linearen Zusammenhänge zwischen P-Wellengeschwindigkeit und Wassergehalt wurden genutzt, um die Laufzeit-Tomographien in Wassergehalts-Tomographien umzurechnen. Abb. 5.24 zeigt dies am Beispiel der seismischen Messung am ersten Deich am Tag 4 nach Flutungsbeginn. Dazu wurde die Gleichung 3.10 umgestellt und die berechneten P-Wellengeschwindigkeiten der Tomographie wurden um 180 m/s erhöht, um sie an die Werte der Ultraschallmessungen anzupassen. Für den am ersten Deich verwendeten Waldstadtlehm

ergibt sich somit die folgende Formel zur Umrechnung:

$$w = \frac{-(v_p + 180)}{9.99} + 56.4 \quad (5.3)$$

Die Wassergehalte werden hierbei in Gew.-% angegeben. Vergleicht man die Werte der Wassergehalts-Tomographie mit Wassergehalten, die an Proben am Deich genommen wurden (siehe Tab. 3.4), so ergibt sich eine gute Korrelation.

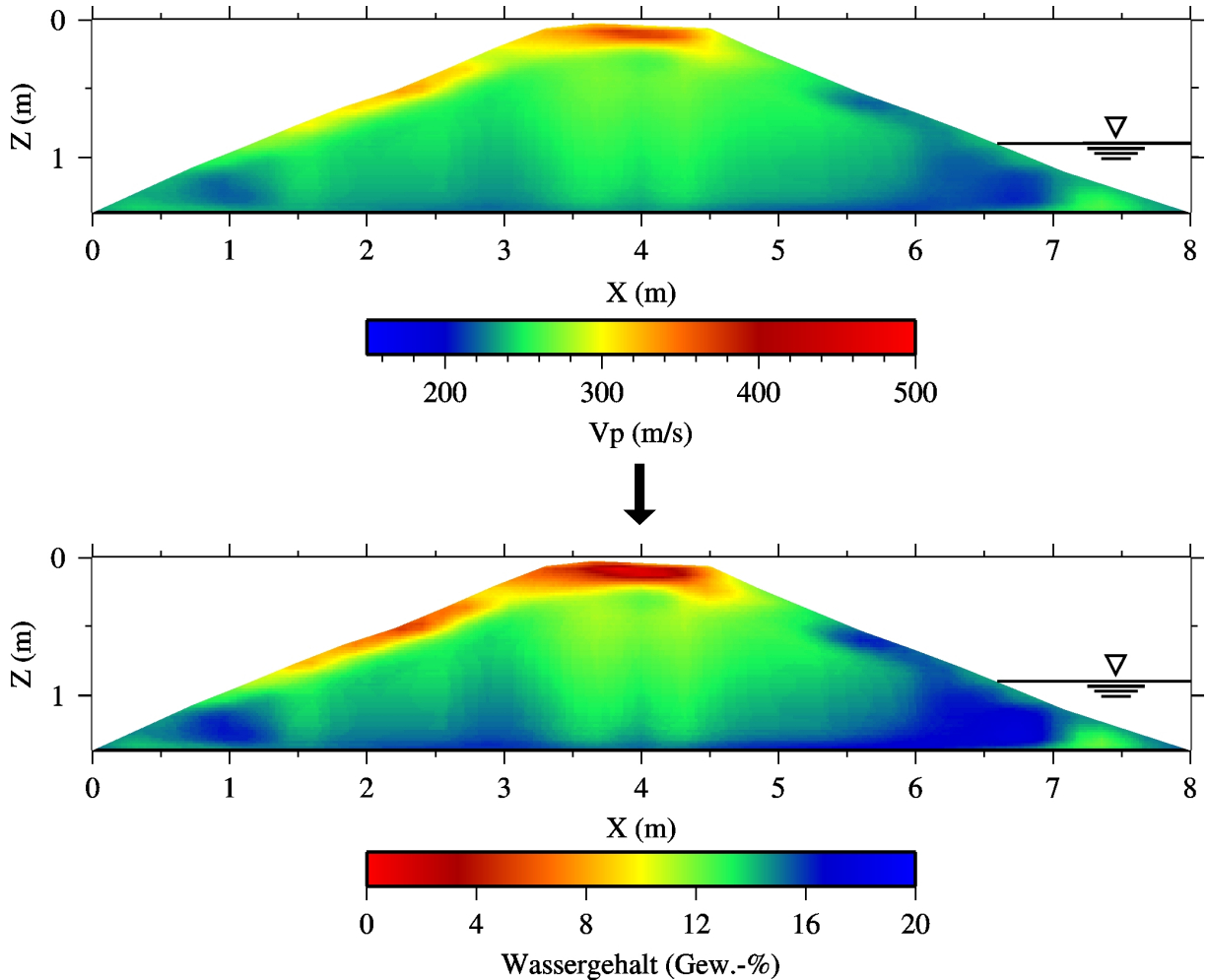


Abbildung 5.24: Tomographie der P-Wellengeschwindigkeit nach 4 Tagen Hochwassereinfluss (oben) umgerechnet in Tomographie des Wassergehaltes (unten)

Beziehung zwischen P-Wellengeschwindigkeit und Wassergehalt Durch den Hochwassereinfluss nimmt der Wassergehalt in den Deichen zu. In den Tomographien der seismischen Messungen (siehe Abb. 5.18, 5.19 und 5.20) lassen sich mit Hilfe der abnehmenden P-Wellengeschwindigkeiten die durchfeuchteten Bereiche im Deich und die unterschiedlichen Wasserstände nachvollziehen. Auch Deichbereiche, die durch Kapillarkräfte durchfeuchtet wurden, lassen sich bestimmen.

Im vorherigen Abschnitt wurden die Wassergehalte im Deich aus der mit Labormessungen bestimmten linearen Beziehung zwischen Wassergehalt und P-Wellengeschwindig-

keiten hergeleitet. Wie schon in Kap. 3.4 erläutert, wird bei nicht konsolidierten Sedimenten mit zunehmendem Wassergehalt eine höhere P-Wellengeschwindigkeit erwartet bis hin zur P-Wellengeschwindigkeit der Porenfüllung [Schön; 1969]. In diesem Fall ist Wasser die Porenfüllung mit einer Schallgeschwindigkeit von circa 1500 m/s. Betrachtet man die Laufzeit-Tomographien der seismischen Messungen des trockenen Deiches (siehe Abb. 5.12) und zum Zeitpunkt des höchsten Hochwassers (siehe Abb. 5.19 nach 43 Tagen)), fällt deutlich die starke Abnahme der P-Wellengeschwindigkeit mit der Durchfeuchtung des Deiches auf. Während beim einbaufeuchten ungefluteten Deich 1 die P-Wellengeschwindigkeit circa 280 m/s beträgt, so liegt diese im durchfeuchteten Deich bei circa 200 m/s. Dies entspricht einer Abnahme der P-Wellengeschwindigkeit um fast ein Drittel.

Die P-Wellengeschwindigkeit bestimmt sich mit Hilfe von Kompressionsmodul K , Schermodul μ und Dichte ρ folgendermaßen:

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (5.4)$$

Die Dichte nimmt mit zunehmenden Wassergehalt eines Materials zu, dementsprechend nimmt die Dichte des Waldstadtlehms am ersten Deich nach Abb. 5.25 von ungesättigt bis vollgesättigt um circa ein Drittel zu. Da der Deich nicht im ungesättigten sondern im teilgesättigten Zustand eingebaut wurde, ergibt sich mit den Werten aus Tab. 3.4 und der Regressionsgerade eine Dichtezunahme am Deich von circa 20 % der Anfangsdichte.

Mit $\sqrt{K + \frac{4}{3}\mu} = \text{const.}$ ergibt sich aus Gleichung 5.4:

$$v_{p1}\sqrt{\rho_1} = v_{p2}\sqrt{\rho_2} \quad (5.5)$$

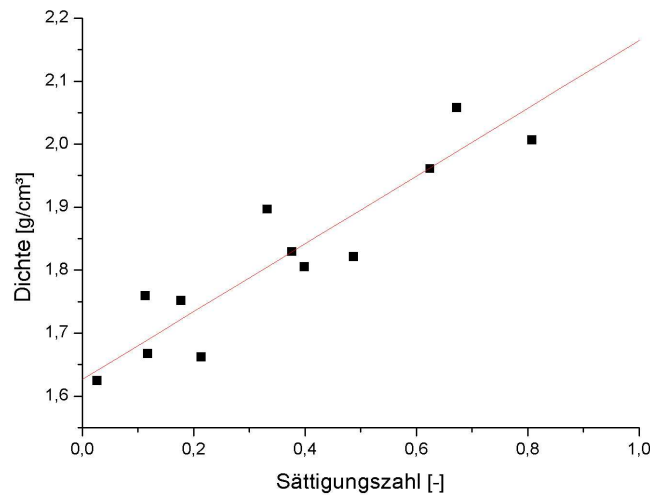


Abbildung 5.25: Das Diagramm zeigt die lineare Abhängigkeit der Dichte von der Sättigung des Materials beim Waldstadtlehm. Mit einem Regressionskoeffizienten von $R=0,95587$ ergibt sich eine sehr gute lineare Korrelation beider Parameter.

Für den Fall der Sättigung mit $S_r = 1$ und der Dichte $\rho_2 = 2,1646 \text{ g/cm}^3$ und dem ungesättigten Zustand mit $S_r = 0$ und der Dichte $\rho_2 = 1,6264 \text{ g/cm}^3$ ergibt sich eine Abnahme von v_p vom ungesättigten zum gesättigten Zustand um 13 %:

$$v_{p(S_r=0)} = v_{p(S_r=1)} \sqrt{\frac{2,1646 \text{ g/cm}^3}{1,6264 \text{ g/cm}^3}} = 1,15 v_{p(S_r=1)} \quad (5.6)$$

Für den Fall der Sättigung mit $S_r = 1$ und der Dichte $\rho_2 = 2,1646 \text{ g/cm}^3$ und dem Zustand zum Einbau mit der Sättigung mit $S_r = 0,37$ und der Dichte $\rho_2 = 1,8228 \text{ g/cm}^3$ ergibt sich eine Abnahme von v_p vom teilgesättigten zum gesättigten Zustand um 8 %:

$$v_{p(S_r=0,37)} = v_{p(S_r=1)} \sqrt{\frac{2,1646 \text{ g/cm}^3}{1,8228 \text{ g/cm}^3}} = 1,09 v_{p(S_r=1)} \quad (5.7)$$

Nach dem Lockerbodenmodell von Schön ist jedoch lediglich eine geringe Geschwindigkeitsabnahme dichtebedingt [Schön; 1969]. Die am Modelldeich beim Waldstadtlehm beobachtete Geschwindigkeitsabnahme um circa 30 % wird demnach nicht nur von der Änderung der Dichte verursacht. Gleichzeitig mit der Dichtezunahme muss auch das P-Wellenmodul M abnehmen.

$$M = \rho v_p^2 = K + \frac{4}{3}\mu \quad (5.8)$$

Das geht nur über eine Abnahme des Scher- und Kompressionsmoduls. Nach Han et al. [Han et al.; 1986] wurde in einer Studie mit tonhaltigen Sandsteinen gezeigt, dass das Schermodul bei Sättigung mit zunehmendem Tonanteil immer stärker abnimmt (siehe

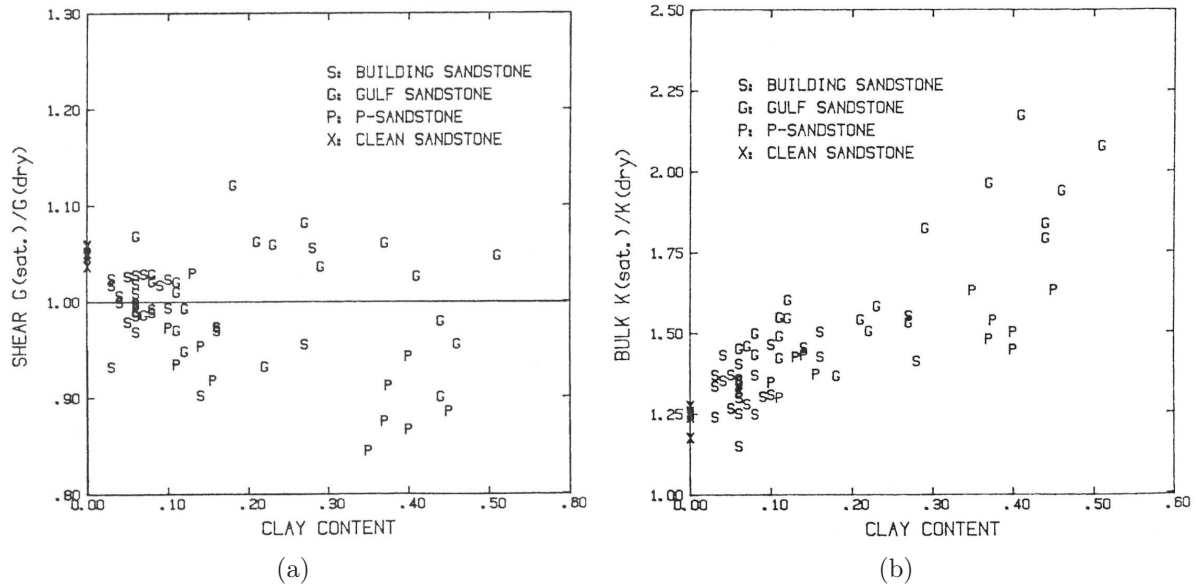


Abbildung 5.26: Das Verhältnis von gesättigtem zu trockenem Zustand des Schermoduls (a) und Kompressionsmoduls (b) in Abhängigkeit vom Tongehalt der von Han et al. untersuchten Sandsteine (aus [Han et al.; 1986])

μ [GPa]	0,11	$\mu_{sat} = 0,85 \mu$	$\mu_{sat} = 0,85 \mu$	$\mu_{sat} = 0,33 \mu$	$\mu_{sat} = 0,33 \mu$
K [GPa]	0,08	const.	$K_{sat} = 1,5 K$	const.	$K_{sat} = 1,5 K$
v_p [m/s]	370	308	337	243	288
v_p -Abnahme [%]		17,5	9,6	34	24,5

Tabelle 5.2: Abschätzung des Einflusses des Scher- und Kompressionsmoduls auf die P-Wellengeschwindigkeit

Abb. 5.26). Dabei wurden minimale Schermodulverhältnisse von gesättigtem zu trockenem Zustand von 0,85 festgestellt. Dies deutet darauf hin, dass das Schermodul von Tonen bei Sättigung deutlich abnimmt.

Mit dem Hertz-Mindlin-Modell [Mavko et al.; 2003] wurden das Scher- und das Kompressionsmodul abgeschätzt. Tab. 5.2 zeigt diese Werte und die P-Wellengeschwindigkeit für den ungesättigten Lehm aus den Ultraschallmessungen (siehe Abb. 3.3), die wie in Gleichung 5.3 reduziert wurde. Für den gesättigten Zustand ist jeweils die Dichtezunahme enthalten. Mit Hilfe von Gleichung 5.4 wurden für die einzelnen Fälle in Tab. 5.2 die P-Wellengeschwindigkeiten berechnet. So ergibt sich eine Abnahme der P-Wellengeschwindigkeit um 17,5 % bei Sättigung des Lehms, bei einem Schermodulverhältnis gesättigt zu ungesättigt von 0,85. Gleichzeitig stieg in dieser Studie das Kompressionsmodul bei Sättigung an. Somit ist das Kompressionsmodul von gesättigtem Ton deutlich größer als das von trockenem Ton. Wird dies berücksichtigt, so ergibt sich immer noch eine Abnahme der P-Wellengeschwindigkeit von circa 10 %. In der Studie wurden allerdings Drücke über 5 MPa verwendet und die P-Wellengeschwindigkeiten lagen deutlich über den hier beobachteten.

Die Konsistenz des Lehms spielt ebenfalls eine Rolle. Mit hohen Wassergehalten ändert sich die Konsistenz des Lehms hin zu einem gerade noch formstabilen Brei. Es existiert kein stabiles Korngerüst mehr, bei zusätzlicher Krafteinwirkung ändert sich die Form des Lehms. In Flüssigkeiten ist das Schermodul gleich 0, es kann sich keine Scherwelle ausbreiten. Bei den seismischen Messungen an den Großmodelldeichen wurde die Oberflächenwelle in den durchfeuchteten Deichbereichen stark gedämpft. Es kann also sein, dass das Schermodul des Lehms bei hohen Sättigungsgraden sehr klein wird und sich somit keine Zunahme der P-Wellengeschwindigkeit bis hin zur Schallgeschwindigkeit von Wasser ergeben kann. Sinkt das Schermodul um ein Drittel, so ergibt sich eine Abnahme der P-Wellengeschwindigkeit um fast 25 % (siehe Tab. 5.2).

Wie gezeigt wurde, ist es möglich, dass die P-Wellengeschwindigkeit mit zunehmender Sättigung so stark abnimmt, wie in den seismischen Messungen an den Großmodelldeichen beobachtet wurde. Diese Aspekte bewirken eine deutliche Abnahme der P-Wellengeschwindigkeit:

- Zunahme der Dichte aufgrund des zunehmenden Wassergehaltes
- Abnahme des Schermoduls und Zunahme des Kompressionsmoduls bei Sättigung aufgrund des Tonanteils
- starke Abnahme des Schermoduls mit Sättigung aufgrund der Konsistenz des Lehms

Ein weiterer Aspekt, bei denen sich die meistens untersuchten Sande oder Sandsteine von Lehmen unterscheiden, ist die Beschaffenheit der Porenräume und wie das Wasser

im Material gebunden wird. Die Porenräume werden in Fein-, Mittel- und Grobporen unterschieden. Lehm hat einen deutlich höheren Anteil an Fein- und Mittelporen und einen geringeren Anteil an Grobporen als Sand. Dementsprechend ist das Wasser in Lehmen in deutlich größeren Umfang als Haftwasser (Adsorptionswasser) im Material gebunden (siehe Abb. 5.27). So können bei hohen Sättigungsgraden im Lehm immer noch Poren mit Luft enthalten sein, die erst mit der Zeit entgasen (siehe auch Abb. 5.5b).

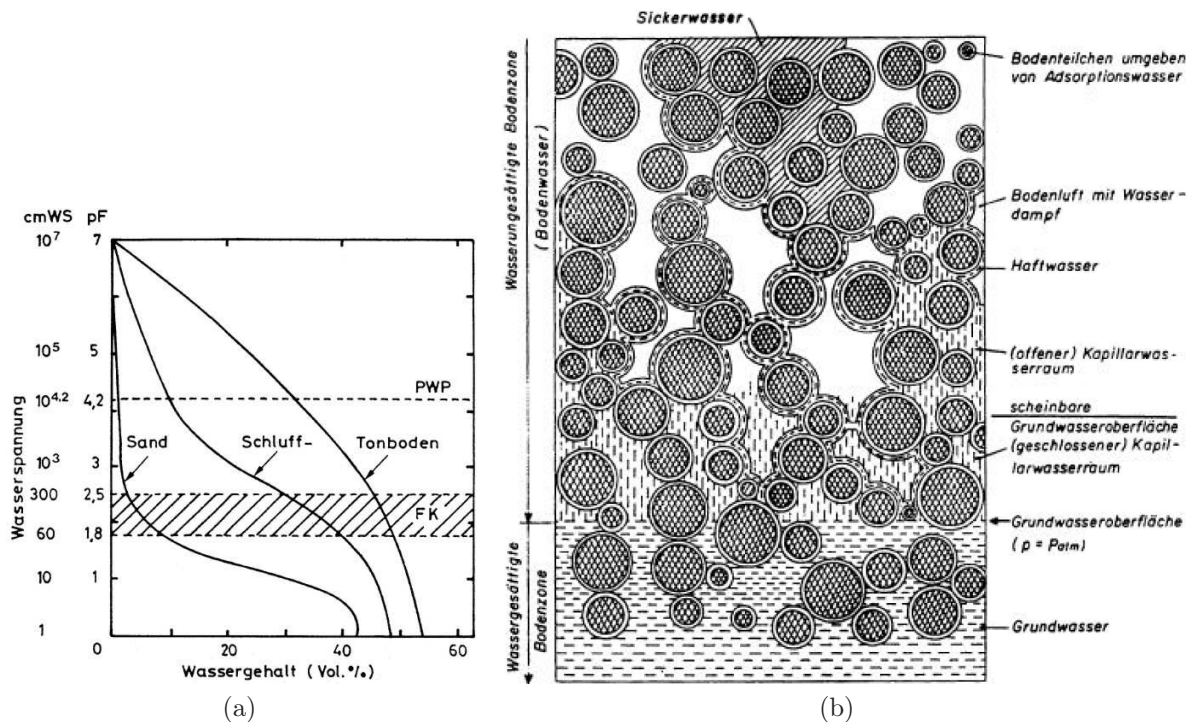


Abbildung 5.27: (a) Das Wasser ist in den verschiedenen Sedimentenarten unterschiedlich stark gebunden. Je höher die Wasserspannung, desto schwerer lässt sich das Wasser dem Material entziehen. (b) Das Wasser ist im Material entweder als Adsorptions-, Kapillar- oder als Sickerwasser gebunden. (aus [Hölting; 1996])

Bei Sanden (siehe Abb. 5.27a) ändert sich zudem die Wasserspannung über den Bereich von gering gesättigt bis fast vollgesättigt nur gering. Bei Lehmen dagegen ändert sich die Wasserspannung im gleichen Bereich deutlich stärker. Dies weist darauf hin, dass die Charakteristika der Poren und des Wassers im Boden bei Sanden und Lehmen sich auch auf die Änderung des Scher- und Kompressionsmoduls bei zunehmendem Wassergehalt im Boden unterschiedlich auswirken werden.

Auflösungen Aus den bei den seismischen Messungen an den beiden Deichen beobachteten P-Wellengeschwindigkeiten und deren Frequenzgehalten kann mit Hilfe der Wellenlänge auf die tatsächlich erzielte Auflösung geschlossen werden. In Tab. 5.3 sind für die an den Deichen beobachteten P-Wellengeschwindigkeiten die auftretenden Wellenlängen bestimmt worden. Demnach treten am Deich Wellenlängen von ungefähr 40 cm für die P-Wellen auf. Dies entspricht dem Abstand der Geophone und Quellpunkte innerhalb einer

P-Wellengeschwindigkeit [m/s]	200	200	240	240	270	270
Frequenz [Hz]	500	1500	500	1500	500	1500
Wellenlänge [cm]	40	13	48	16	54	18
P-Wellengeschwindigkeit [m/s]	300	300	400	400	500	500
Frequenz [Hz]	500	1500	500	1500	500	1500
Wellenlänge [cm]	60	20	80	27	100	33

Tabelle 5.3: Resultierende Wellenlängen aus den Parametern der seismischen Messungen an den Karlsruher Modelldeichen

Messlinie. Im Nahbereich der Quelle treten hingegen kleinere Wellenlängen von ungefähr 20 cm auf. Vergleicht man dies mit den Überlegungen in Kap. 2.3 so sieht man eine gute Übereinstimmung der Werte.

Mit der verwendeten Seismik konnte an den Deichen eine hohe Auflösung erreicht werden. Gerade im Nahbereich der Quelle konnten sehr gute horizontale Auflösungen (siehe Abb. 2.12) erreicht werden, da dort der komplette Frequenzbereich in den Boden übertragen wurde (siehe Abb. 5.9a) und somit auch sehr kleine Wellenlängen erreicht wurden. In den seismischen Daten konnten jedoch keine Reflexionen von der Durchsickerungsfront oder vom Deichuntergrund aus Beton identifiziert werden. Die P-Wellengeschwindigkeit des Deichuntergrundes aus Beton konnte jedoch anhand der refraktierten P-Wellen mit 2950 m/s bestimmt werden.

6 Vergleich der am Karlsruher Modelldeich genutzten geophysikalischen Verfahren

An den großmaßstäblichen Modelldeichen im Theodor-Rehbock-Laboratorium der Universität Karlsruhe wurden teils von Projektpartnern aber auch von externen Forschungsgruppen unterschiedliche geophysikalische Methoden getestet. Dabei wurde unter anderem die Einsetzbarkeit der Verfahren an lehmigen Materialien untersucht wie auch die Sensitivität der Verfahren auf die Durchfeuchtung der Deiche während eines Hochwasserereignisses.

Neben den laufenden Experimenten an den Modelldeichen wurden Vergleichsmessungen zwischen der Spatial-TDR-Methode des Projektpartners IBF und der Gleichstromgeoelektrik des Institutes für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe zur Ermittlung von 2-dimensionalen Schnitten der Feuchteverteilung durchgeführt. SIP-Messungen (Spektral Induzierte Polarisation) der Bundesanstalt für Materialforschung und -prüfung wurden am zweiten Deich durchgeführt, während am ersten Deichmodell nach dem Ende der offiziellen Messungen weitere vergleichende Messungen zwischen der Spatial-TDR-Methode, einer Neutronensonde des Institutes für Angewandte Geologie der Universität Karlsruhe, dem Georadar des Geophysikalischen Institutes der Universität Karlsruhe und jeweils eine TDR- und FD-Sonde (Frequency Domain) der IMKO Micromoduletechnik GmbH aus Ettlingen durchgeführt wurden.

Hier in diesem Kapitel werden die Messungen der SIP, der Geoelektrik und der Spatial-TDR an den Modelldeichen vorgestellt und verglichen.

6.1 Spektral Induzierte Polarisation

An der Karlsruher Großmodellanlage wurden am zweiten Modelldeich Messungen mit der Methode der Spektral Induzierten Polarisation (SIP) durchgeführt. Dazu wurden einerseits Profile am ungefluteten aber auch am gefluteten Deich gemessen. Die Messungen und deren Auswertungen [Kruschwitz; 2005] erfolgten durch Dipl.-Ing. Sabine Kruschwitz von der Bundesanstalt für Materialforschung und -prüfung (BAM).

6.1.1 Prinzip der SIP

Die Spektral Induzierte Polarisation ist eine erweiterte geoelektrische Messmethode, bei der bei verschiedenen Frequenzen im Bereich von 1 mHz bis 100 kHz ein Wechselstrom an die Elektroden angelegt wird. Betrachtet man bei Anlegen eines Stroms einer Frequenz den Spannungsverlauf, so beobachtet man einen verzögerten Verlauf im Vergleich zum Strom, nämlich ein langsames Ansteigen und Abklingen der Spannung. Dieser Effekt der

Induzierten Polarisation (IP Effekt) ist eine Materialeigenschaft, die genutzt wird, um Informationen über die Beschaffenheit des Untergrundes zu erhalten. Ursache sind elektrochemische Prozesse im Material. Diese entstehen durch elektronenleitende metallische Gesteinspartikel und durch die elektrolytische Leitfähigkeit der Porenflüssigkeit. Porenraumänderungen wie Verengungen haben ebenfalls einen Einfluss auf die Ionenmobilität in der Porenflüssigkeit. Zudem tritt die Grenzflächenleitfähigkeit im Übergangsbereich von Festkörper und Flüssigkeit auf und beruht auf einer Polarisierung zwischen den unterschiedlichen Stoffen. Bei Tonmineralen mit der negativen elektrischen Ladung ihrer Oberfläche ist die Grenzflächenleitfähigkeit charakteristisch.

Gemessen wird bei der SIP der elektrische Widerstand ρ und die Phase φ zwischen Strom und Spannung bei unterschiedlichen Frequenzen. Aufgrund des IP Effektes ist der elektrische Widerstand $\rho(f)$ eine komplexe Größe und kann mittels Amplitude und Phase so ausgedrückt werden:

$$\rho(f) = |\rho| \cdot e^{i\varphi} \quad (6.1)$$

Die Frequenzabhängigkeit des spezifischen elektrischen Widerstandes gibt Hinweise auf die Eigenschaften des untersuchten Materials. So hängt die Amplitude hauptsächlich von der Porosität und dem Wassergehalt des Materials und der Leitfähigkeit der Porenflüssigkeit ab. Die Phase hingegen korreliert mit den Grenzflächeneigenschaften zwischen Fluid und Matrix und den Porenraumeigenschaften wie mittlerer Korngröße, Permeabilität oder innerer Oberfläche ([Kruschwitz; 2005], [Klitzsch; 2004]).

6.1.2 SIP-Messungen am Deichmodell

Für die Messungen wurde eine mehrkanalige SIP-Apparatur von Radic-Research verwendet, die über 24 Kanäle verfügt. Der spezifische Widerstand wurde bei angelegten Wechselströmen im Bereich von 0,156 Hz bis 1 kHz aufgezeichnet. Die 25 Elektroden wurden



Abbildung 6.1: SIP-Profil 1 auf der Landseite des Deiches (aus [Kruschwitz; 2005])

äquidistant angeordnet und mittels einer Dipol-Dipol-Anordnung, bei der einfache, doppelte und vierfache Dipollängen verwendet wurden, vermessen.

SIP-Profil am ungefluteten Deich Am ungefluteten Deich 2 aus Wolfartsweier Lehm wurden drei Profile mit dem SIP-Verfahren aufgenommen, davon zwei vor dem Einbau der 3K-Geophonköpfe. Untersucht wurde einerseits die Verteilung des komplexen spezifischen elektrischen Widerstandes im einbaufeuchten Zustand und zum anderen der Einfluss der circa 20 cm entfernten metallischen Geophonköpfe. Im Vergleich zeigen die Daten vor der Inversion eine gute Datenqualität und ein gutes Signal/Rauschverhältnis.

Im Profil 1 (siehe Abb. 6.1) wurden die Elektroden über die gesamte Breite des Deiches in einem Abstand von 32 cm etwa 10 cm tief in den Deich gesteckt. Die Inversionsergebnisse für das Profil 1 sind in Abb. 6.2 dargestellt. Die Eindringtiefe beträgt bis zu 2 m. Die Amplitude des Widerstands steigt von 100 Ωm im oberflächennahen Bereich auf circa 400 Ωm im Deichinneren. Dies bedeutet unter der Annahme einer homogenen Porosität

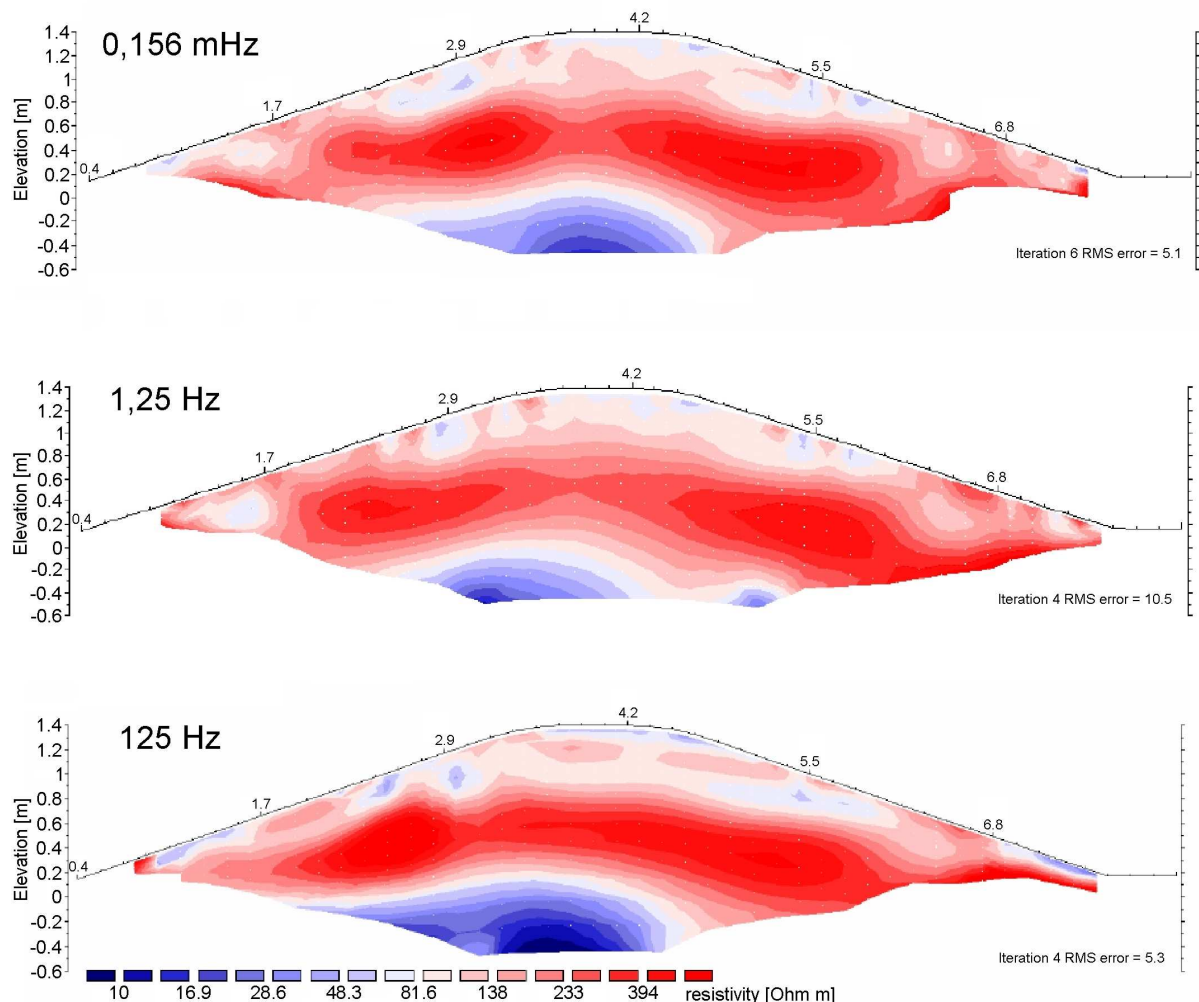


Abbildung 6.2: Die Auswertung von Profil 1 zeigt die Widerstandsamplituden bei drei angeregten Frequenzen. Der Widerstand steigt mit zunehmender Tiefe im Deichkörper an. (nach [Kruschwitz; 2005])

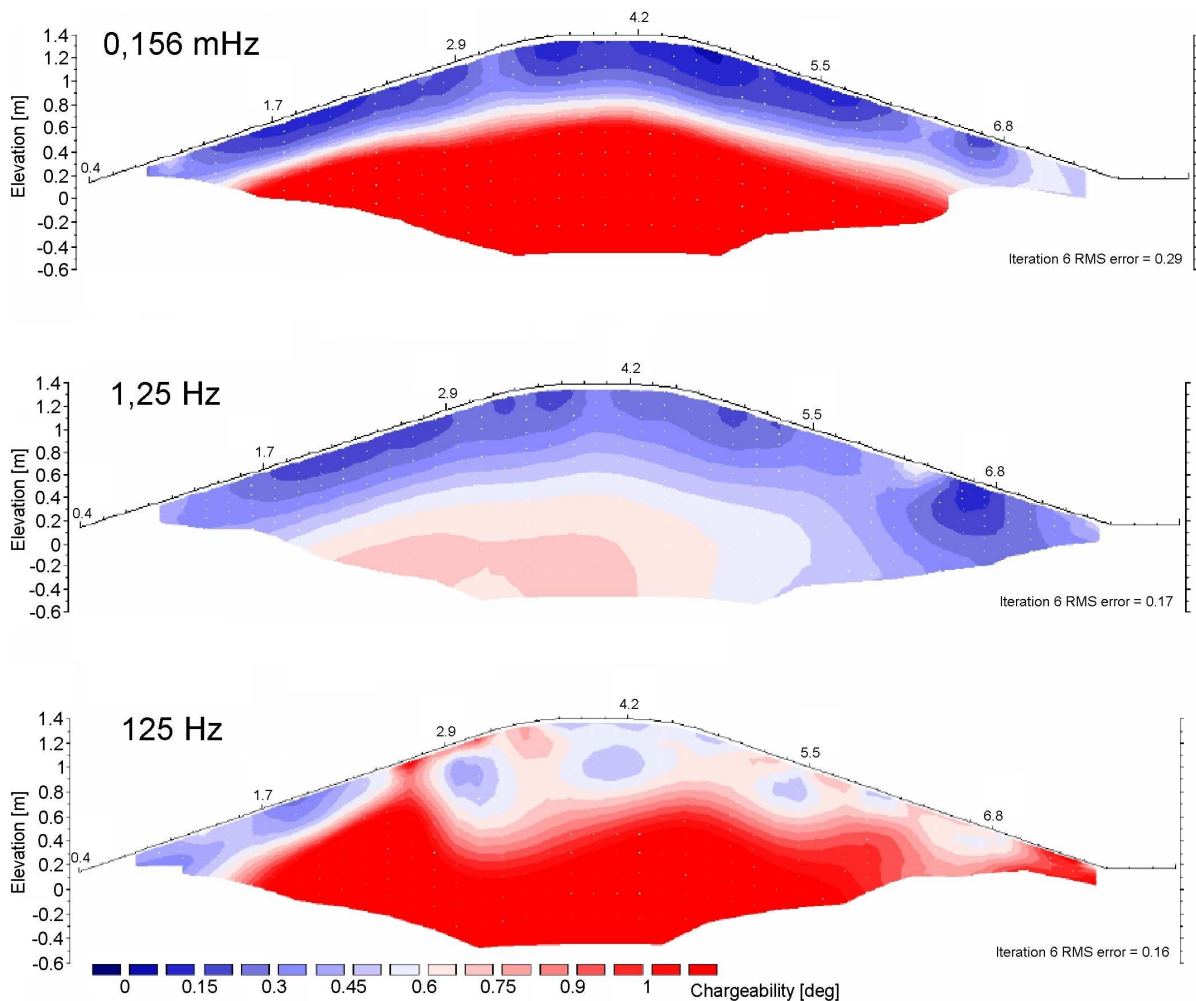


Abbildung 6.3: Die Auswertung von Profil 1 zeigt die Phasen bei drei angeregten Frequenzen. Die Phase steigt mit zunehmender Tiefe im Deichkörper an, bei der Frequenz 1,25 Hz jedoch weniger stark. (nach [Kruschwitz; 2005])

und Fluidleitfähigkeit eine Abnahme der Sättigung und eine zunehmende Kompaktion des Materials mit zunehmender Tiefe im Deich [Kruschwitz; 2005]. Der Untergrund des Deiches aus armiertem Beton lässt sich im Inversionsergebnis ebenfalls mit sehr geringen Widerständen um $30 \Omega\text{m}$ identifizieren.

Die invertierten Phasen sind in Abb. 6.3 dargestellt und zeigen im Deich einen Phasenanstieg von oberflächennah circa $0,1^\circ$ bis zu 1° an der Deichunterkante. Bei den Frequenzen 0,156 Hz und 125 Hz ergeben sich im Deichinneren und -untergrund deutlich höhere Phasen im Vergleich mit der mittleren Frequenz 1,25 Hz. Der Deich besteht aus schluffigem Lehm, große Phasen sollten dann hauptsächlich bei hohen Frequenzen auftreten. Dazu passen die Unterschiede in den Inversionsergebnissen von 125 Hz und 1,25 Hz. Die großen Phasen unterhalb eines oberflächennahen Bereiches von einem halben Meter bei der niedrigen Frequenz 0,156 mHz können jedoch auch messtechnische Ursachen haben.

Im Profil 2 wurden die 25 Elektroden in einem Abstand von 18 cm gesteckt, so dass das Profil auf der Deichkrone endet. Deshalb ist die Eindringtiefe dieser Auslage mit 0,6 m

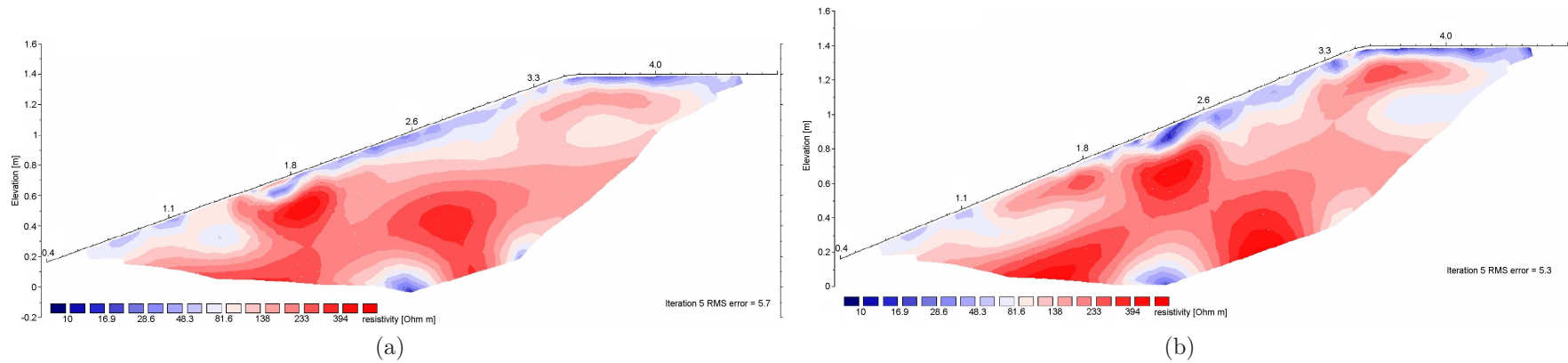


Abbildung 6.4: Auswertung von Profil 2 vor Einbau der Geophone (a) und nach Einbau der Geophone (b). Dargestellt ist die Amplitude des komplexen Widerstands gemessen bei 125 Hz. (nach [Kruschwitz; 2005])

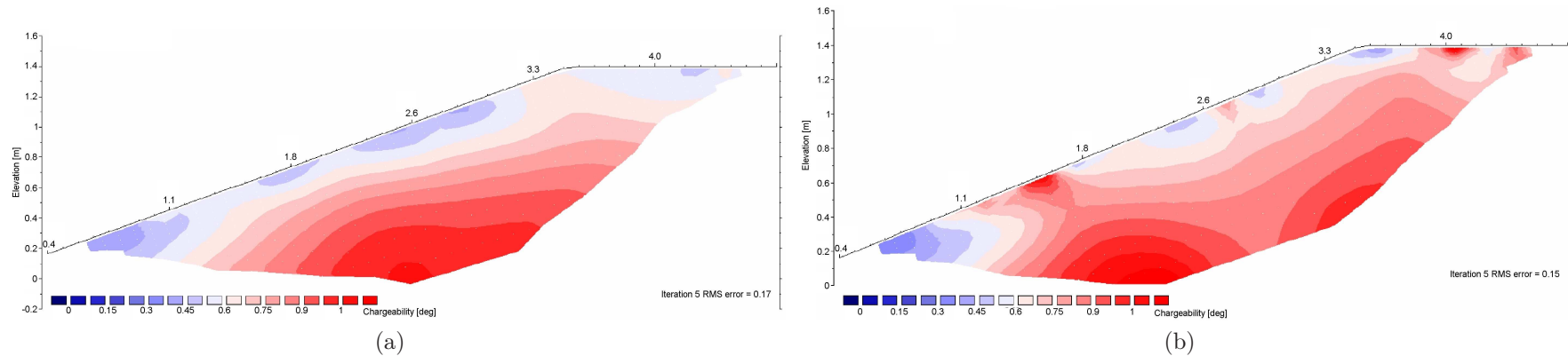


Abbildung 6.5: Auswertung von Profil 2 vor Einbau der Geophone (a) und nach Einbau der Geophone (b). Dargestellt ist die Phase des komplexen Widerstands gemessen bei 125 Hz. (nach [Kruschwitz; 2005])

geringer als im ersten Profil. Das Inversionsergebnis für Amplitude und Phase für die Frequenz 125 Hz zeigt Abb. 6.4 und 6.5. Bis auf leichte Unterschiede ergeben sich die gleichen Widerstands- und Phasensektionen wie für Profil 1. Nach Einbau der Geophone wurde das zweite Profil mit den unveränderten Elektroden wiederholt, um den Einfluss der metallischen Geophonköpfe zu untersuchen. Das Inversionsergebnis in Abb. 6.4 und 6.5 zeigt im Vergleich kaum Unterschiede, so dass ein Einfluss durch die metallischen Geophonköpfe nicht belegt werden kann.

SIP-Profil am gefluteten Deich Eine Woche nach Einstauung eines Wasserstandes von 1 m Höhe wurden am 21. und 22. April SIP-Messungen durchgeführt. Dazu wurden die eingebauten Elektroden der Geoelektrik vom Institut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe verwendet, welche sich im linken Bereich der Landseite (siehe Abb. 6.8a) befinden. Aufgrund des homogenen Deichaufbaus sind trotz anderer Elektroden und einer anderen Profilposition keine signifikanten Unterschiede zu erwarten.

Abb. 6.6 zeigt die Auswertung der Messung des ersten Tages bei einer Frequenz von 1,25 Hz. Im gesamten Deichkörper hat der Widerstand deutlich auf circa 50 Ωm im Vergleich mit dem trockenen Zustand mit circa 300 bis 400 Ωm abgenommen, was auf die Durchfeuchtung des Deiches aufgrund des Hochwassers hinweist. Beim Profilpunkt 2,4 m in Abb. 6.6 ist lokal ein höherer Widerstand bis 300 Ωm zu beobachten. Dort ist der Deich noch nicht durchfeuchtet, wie in Abb. 6.8a zu erkennen ist. Auch das Phasenbild weist Veränderungen auf. Im oberflächennahen Bereich bis in eine Tiefe von 30 cm hat die Phase abgenommen und beträgt 0,5°. Mit zunehmender Tiefe wird nach wie vor ein Phasenanstieg bis 1° beobachtet (vgl. Abb. 6.6). Dort wo der Deich noch nicht vom Hochwasser

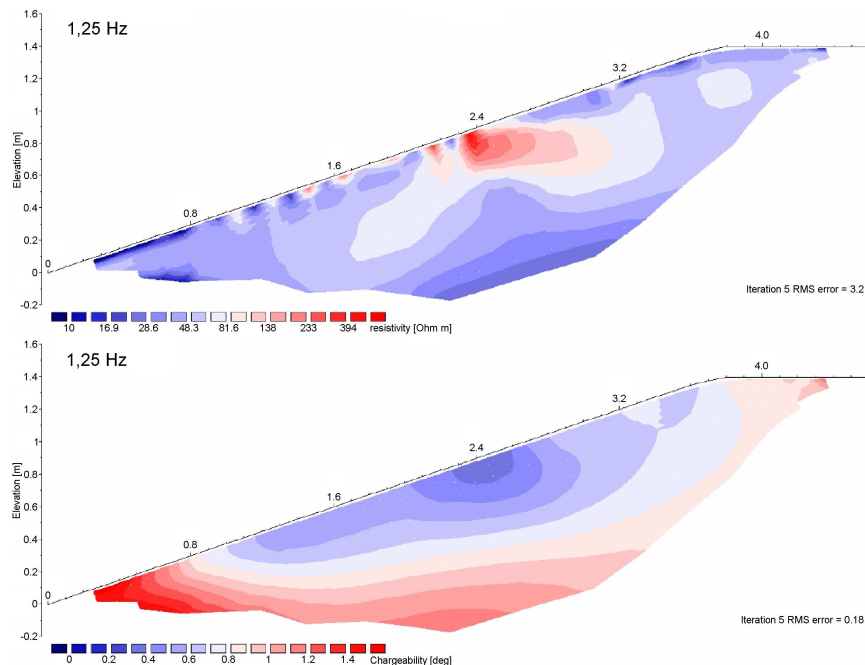


Abbildung 6.6: SIP-Profil nach 9 Tagen Hochwasser mit 1 m Höhe oben die Amplitude und unten die Phase des komplexen Widerstands gemessen bei einer Frequenz von 1,25 Hz. (nach [Kruschwitz; 2005])

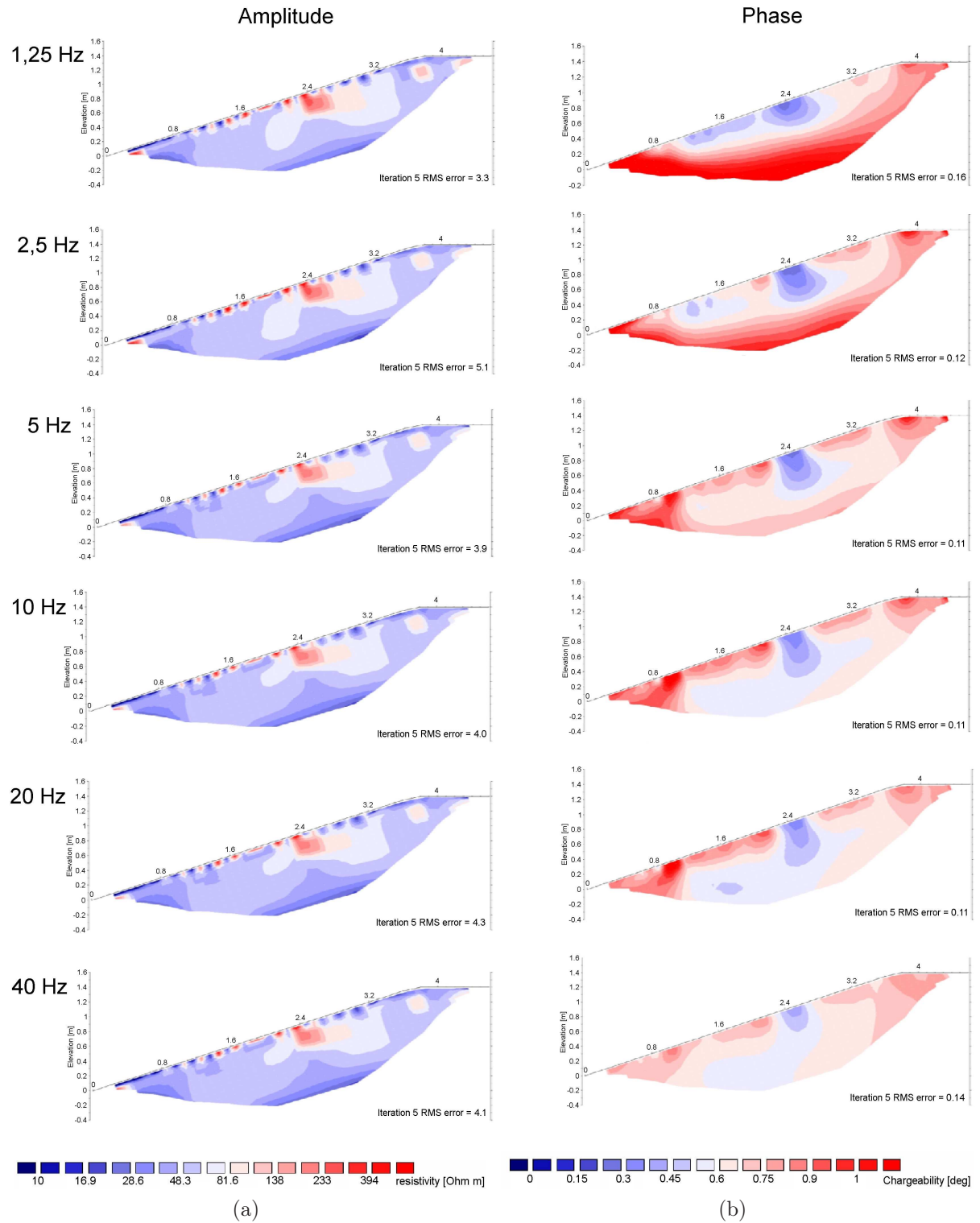
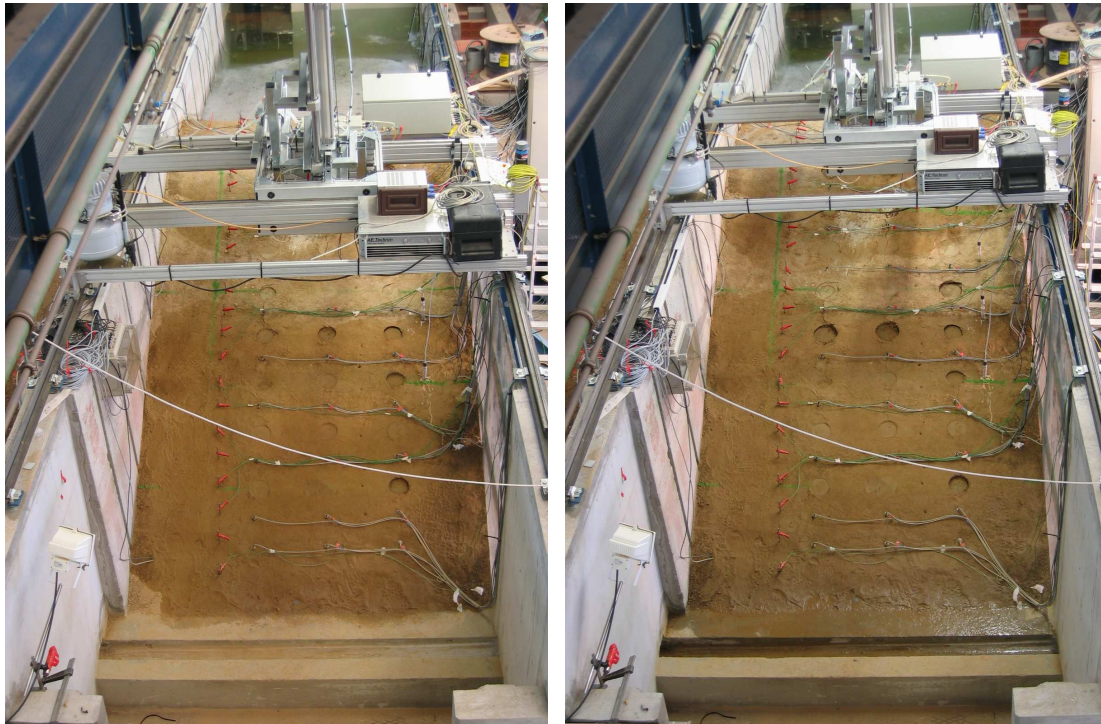


Abbildung 6.7: Auswertung des Profils 3 am zweiten Messtag. Dargestellt sind die Inversionsergebnisse der Amplitude (links) und der Phase (rechts) im Bereich von 1,25 Hz bis 40 Hz. (nach [Kruschwitz; 2005])

durchfeuchtet wurde, ist eine Abnahme der Phase auf $0,3^\circ$ zu beobachten. Die Phase



(a) Landseite während Profil 3 am ersten Tag (b) Landseite während Profil 3 am zweiten Tag

Abbildung 6.8: Die Bilder zeigen den Zustand des Deiches während der Messungen. Deutlich zu erkennen ist die Durchfeuchtung des Deiches an der Oberfläche des Deiches. Am zweiten Messtag wurde die erste Durchsickerung durch den Deich am Deichfuß beobachtet.

spricht hier also genauso wie der Widerstand auf die unterschiedliche Durchfeuchtung im Deich an.

Die Auswertung der Messung des darauffolgenden Tages in Abb. 6.7 zeigt kaum Unterschiede. Die Auswertungen der verschiedenen Messfrequenzen unterscheiden sich in der Phase leicht voneinander, während bei der Amplitude (vgl. Abb. 6.7 links) keine wesentlichen Unterschiede festzustellen sind. Mit kleineren Frequenzen wird die maximale Phasenverschiebung deutlich größer. Die erstmals an diesem Messtag auftretende Durchsickerung am Deichfuß spiegelt sich jedoch nicht in den Ergebnissen der SIP wider.

6.1.3 Diskussion der SIP-Messungen

Die Auswertung der SIP zeigt, dass in den Daten Änderungen des Wassergehaltes im Deich anhand von Änderungen des spezifischen Widerstandes beobachtet werden können. Auch lokale Anomalien des Wassergehaltes wie im Profil 3 können aufgelöst werden.

Allerdings konnten einige Punkte bei der Interpretation der Ergebnisse nicht geklärt werden. In den Phasenspektren wurden positive Werte beobachtet. Dies entspricht einem negativen IP-Effekt, der allerdings sehr selten ist. Zudem wurden auch für sehr niedrige Frequenzen hohe Phasen gemessen. Diese Effekte werden entweder von der Messtechnik oder vom Lehm durch die Materialeigenschaften verursacht. Dazu zählen nach [Krusch-

witz; 2005]:

- Elektrodendrift der Potentialelektroden: Eine Elektrodendrift würde eine Verzerrung der echten Phasenkurve bewirken, da der Effekt bei abnehmenden Frequenzen verstärkt wird.
- Metallische Störkörper einschließlich der verwendeten Messelektroden
- Eine spezielle Gleichstromwiderstandsverteilung kann zu einem umgekehrt gerichteten Entladestrom während des Abklingens führen und einen negativen IP-Effekt hervorrufen.

Bei Vollsättigung eines Materials gilt, dass die Frequenz mit der maximalen Phase umgekehrt proportional mit der mittleren Korngröße korreliert [Kruschwitz; 2005]. Die maximale Phase wurde hier bei einer niedrigen Frequenz beobachtet, was für ein eher grobkörniges Material spricht. Der Wolfartsweier Lehm ist jedoch mit einem hohen Schluffanteil eher als feinkörnig einzustufen (siehe auch die entsprechende Kornsummenkurve in Abb. 3.1). Vergleichsmessungen mit gröberen oder feineren Materialien könnten zeigen, ob die Phase tatsächlich mit dem mittleren Korndurchmesser korreliert. Zumindest bei gut sortierten Sanden wurde mit zunehmenden Frequenzen auch eine Zunahme der Phase und bei zunehmender Sättigung eine Abnahme der Phase beobachtet [Ulrich u. Slater; 2004]. Offensichtlich sind die Frequenz- und Sättigungsabhängigkeit von Widerstand und Phase stark von der Materialzusammensetzung abhängig und noch nicht hinreichend erforscht.

6.2 Geoelektrik

Neben der SIP wurden an beiden Deichmodellen auch geoelektrische Messungen durchgeführt. Die Messungen und deren Auswertung wurden von Dipl.-Phys. Jörg Rings vom Institut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe durchgeführt und teilweise wurden Vergleichsmessungen mit der Geoelektrik veröffentlicht ([Rings et al.; 2005], [Rings; 2005]).

6.2.1 Prinzip der Geoelektrik

Bei der Gleichstromgeoelektrik wird über zwei geerdete Elektroden Strom in den Untergrund eingespeist, in dessen Folge sich ein Potentialfeld aufbaut (siehe Abb. 6.9). Beeinflusst wird dieses von den Leitfähigkeitsstrukturen im Untergrund, aber auch von den Positionen der Elektroden. Über die Potentialelektroden wird das Potentialfeld mittels der Spannungsdifferenz vermessen. Aus den aufgezeichneten Strömen und Spannungen lässt sich eine räumliche Verteilung des spezifischen Widerstandes berechnen. Aus der Interpretation des Widerstandes können somit Aussagen über die Beschaffenheit des Untergrundes getroffen werden.

In diesem Fall wurden Kartierungen durchgeführt, bei der die Elektroden entlang eines Profils gesteckt und in verschiedenen Elektrodenanordnungen durchgemessen wurden. Die Eindringtiefe hängt von der Länge des Profils ab, die Auflösung wiederum vom Abstand der Elektroden innerhalb des Profils. Mittels eines Inversionsprogramms werden die Messdaten in ein Modell der spezifischen Widerstände im Untergrund überführt und als Tomogramm dargestellt.

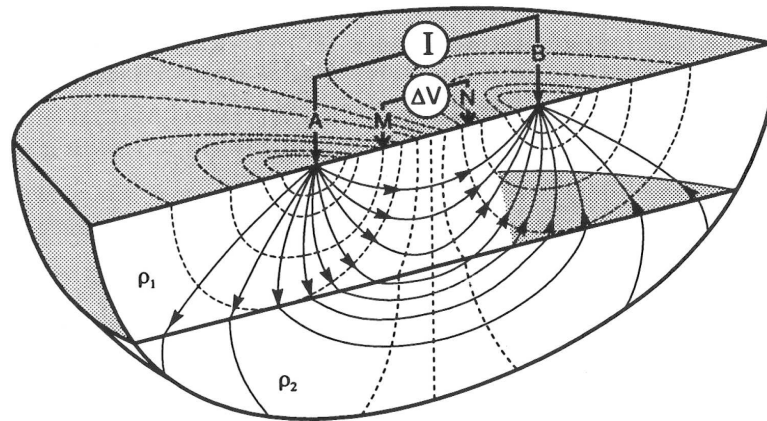


Abbildung 6.9: Prinzip der Geoelektrik bei einer Vierpunktanordnung (nach [Knödel et al.; 1997])

6.2.2 Geoelektrik-Messungen an den Großmodelldeichen

Es wurden an beiden Deichen der Großmodellanlage geoelektrische Messungen durchgeführt. Für die Datenaufnahme wurde eine Syscal junior-Apparatur von IRIS Instruments verwendet. Die Elektroden wurden in einer Wenner-Schlumberger-Anordnung vermessen. Am ersten Deich fanden die geoelektrischen Messungen allerdings erst nach Ende der regulär durchgeführten Messungen statt. Am zweiten Deich wurde am ungefluteten einbaufeuchten Deich und in regelmäßigen Abständen während der Einstauung des Deiches beim zweiten Hochwasser (siehe Abb. 5.8b) gemessen.

Geoelektrik-Profil am ersten Deich Am Deich 1 wurde ein vergleichender Test [Rings et al.; 2005] von Geoelektrik und TDR durchgeführt. Nach dem regulären Ende der Messungen wurde der Deich am 10. Februar auf einen variablen Wasserstand von 1,1 bis 1,3 m Höhe eingestaut. An diesem Tag wurde eine Messung am quasi noch unbelasteten Deich durchgeführt und ungefähr zwei Wochen später wurde am 23. Februar eine Vergleichsmessung durchgeführt.

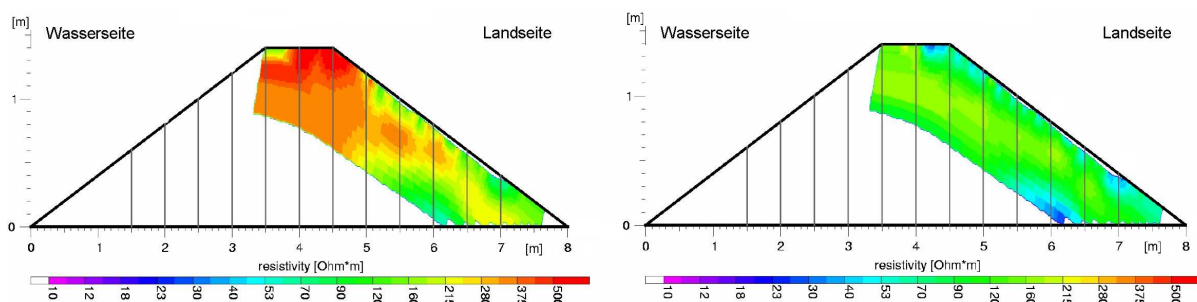


Abbildung 6.10: Geoelektrikmessungen vom 10. und 23. Februar am ersten Deich (Abb. nach [Rings et al.; 2005])

Die Geoelektrikmessung vom 10. Februar (siehe Abb. 6.10 links) zeigt an der Deichkrone sehr hohe Widerstände, was auf eine sehr ausgetrocknete Deichkrone hinweist. Dies deckt sich mit der visuellen Ansicht des Deiches, der an der Deichkrone sehr trocken war.

Zwei Wochen später hat der Widerstand an der Deichkrone abgenommen und beträgt im gesamten Tomogramm des Deiches circa $100\ \Omega\text{m}$. Im unteren Bereich des Tomogramms bei Profilmeter 6 sieht man im Deichinneren eine Abnahme des Widerstandes auf circa $30\ \Omega\text{m}$. Dort hat sich anscheinend aufgrund der Durchfeuchtung des Deiches der Wassergehalt in den Porenräumen erhöht, was zu einer Erhöhung der elektrischen Leitfähigkeit führt.

Geoelektrik-Profil am zweiten Deich Am zweiten Deich wurde für die Messung am ungefluteten einbaufeuchten Deich ein Profil über die gesamte Deichbreite mit 24 Elektroden in Abständen von 35 cm gesteckt. Die gemessenen Daten wurden mit dem Programm res2dinv [Loke u. Barker; 1995] invertiert. Abb. 6.11 zeigt das Ergebnis dieser Messung. An den Deichseiten beträgt der spezifische Widerstand im Deich bis zu $300\ \Omega\text{m}$, an der Deichkrone ist er mit Werten bis $100\ \Omega\text{m}$ deutlich geringer. Der Deichuntergrund aus armiertem Beton wurde ebenfalls mit sehr kleinen spezifischen Widerständen um $30\ \Omega\text{m}$ abgebildet.

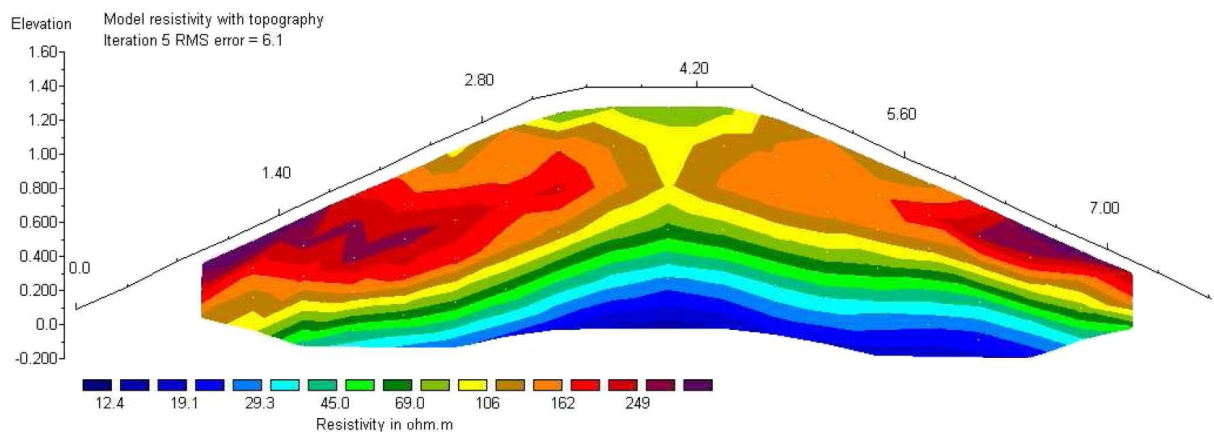


Abbildung 6.11: Geoelektrikmessung am zweiten Deich im einbaufeuchten ungefluteten Zustand (aus [Rings; 2005])

Aus den durchgeführten geoelektrischen Messungen am eingestauten Deich zeigt Abb. 6.12 einige Ergebnisse in chronologischer Reihenfolge. Dazu wurde ein neues Profil mit 24 Elektroden in einem Abstand von 20 cm auf dem Deich gesteckt. Deutlich zu erkennen ist im Verlauf des Hochwassers die Abnahme des spezifischen Widerstandes aufgrund der fortschreitenden Durchfeuchtung des Deiches.

Im Vergleich zur Messung des Deiches im einbaufeuchten Zustand wirkt das Tomogramm deutlich einheitlicher. Am 13. April weist der Deich auf der Landseite einen spezifischen Widerstand von circa $200\ \Omega\text{m}$ auf. Im Deichinneren von Profilmeter 5 bis 6,5 ist ein Bereich mit einem geringen Widerstand von circa $10\ \Omega\text{m}$ erkennbar. Dieser Bereich mit geringen Widerständen ändert sich über die Zeit gesehen kaum (siehe Abb. 6.12) und ist deshalb vermutlich ein Inversionsartefakt. Verursacht werden könnte dieser Bereich eventuell aber von den TDR-Sensorkabeln, die ungefähr unterhalb des Geoelektrikprofils liegen (siehe Abb. 6.16).

Im Verlauf des Hochwassers lassen sich insbesondere am Deichfuß der Landseite Änderungen des spezifischen Widerstandes im Tomogramm beobachten. Dieser nimmt ab

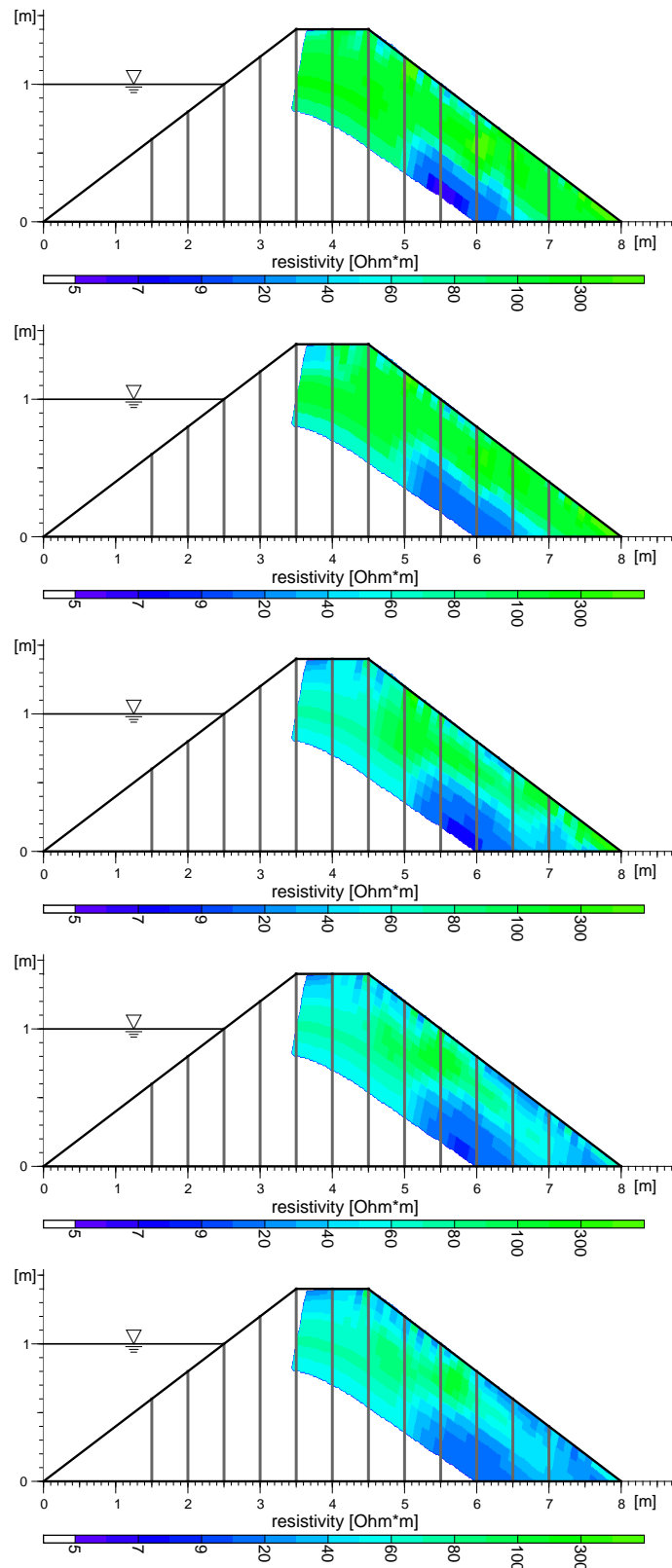


Abbildung 6.12: Geoelektrikmessungen am zweiten Deich vom 13., 15., 18., 20. und 22. April (von oben nach unten) durchgeführt von Dipl.-Phys. J. Rings

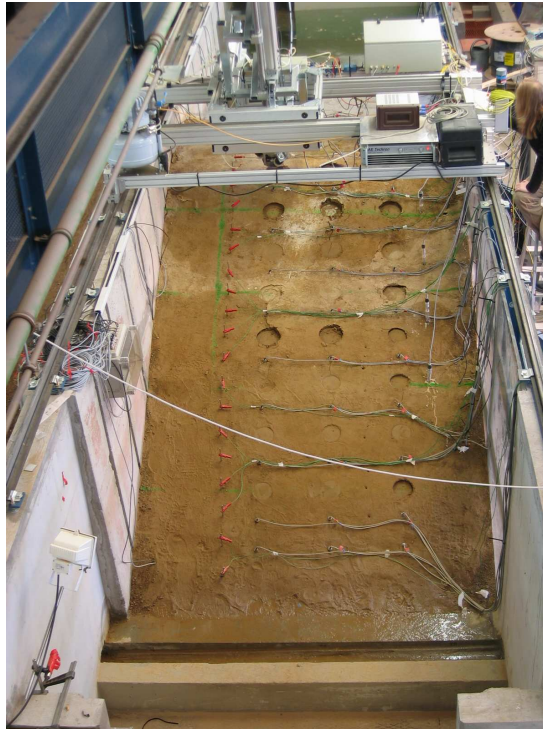


Abbildung 6.13: Das Bild zeigt den Zustand des Deiches während der Messungen am zweiten Deich am 22. April. Deutlich zu erkennen ist die Durchfeuchtung des Deiches an der Oberfläche des Deiches und die Durchsickerung durch den Deichkörper am Deichfuß.

dem 18. April immer weiter auf Werte von circa $20 \Omega\text{m}$ ab. Bis zum Profilmeter 6 nimmt der Widerstand am Deichfuß ab. Auf einem halben Profilmeter bis zu 5,5 ändert sich der Widerstand über die Zeit gesehen kaum. Der Vergleich mit der optischen Ansicht des Zustandes des Deiches am 22. April zum Zeitpunkt der geoelektrischen Messung (siehe Abb. 6.13) zeigt, dass der Deich oberflächlich auf diesem kurzen Bereich auf der Landseite noch nicht durchfeuchtet ist. An der Oberfläche des Deiches von Profilmeter 3,5 bis 5,5 nimmt der Widerstand ebenfalls auf Werte von circa $40 \Omega\text{m}$ ab.

Abb. 6.14 zeigt das Inversionsergebnis der Geoelektrik-Messung, die kurz nach der ersten SIP-Messung des Profils 3 am 21. April gemessen wurde. Die geoelektrische Messung wurde genauso wie die SIP-Messungen ausgewertet. Der Vergleich mit der SIP-Messung in Abb. 6.6 zeigt nur kleine Abweichungen im spezifischen Widerstand im oberflächennahen Bereich. Die Ergebnisse der beiden verwendeten Apparaturen für die SIP und Geoelektrik sind demnach vergleichbar und stimmen gut miteinander überein.

Vergleich SIP und Geoelektrik Die invertierten Widerstände aus den Messungen der SIP und der Geoelektrik zeigen für den einbaufeuchten ungefluteten zweiten Deich ähnliche Ergebnisse. So kann bei beiden Verfahren ein positiver Gradient des Widerstandes mit zunehmender Tiefe im Deichkörper beobachtet werden. Zudem zeigen beide Auswertungen den Deichuntergrund aus armiertem Beton mit einem niedrigen Widerstand an. Vergleicht man die Messungen während des gefluteten Deiches so ergibt sich ebenfalls ein ähnliches Bild, jedoch mit tendenziell niedrigeren Widerständen bei der Geoelektrik.

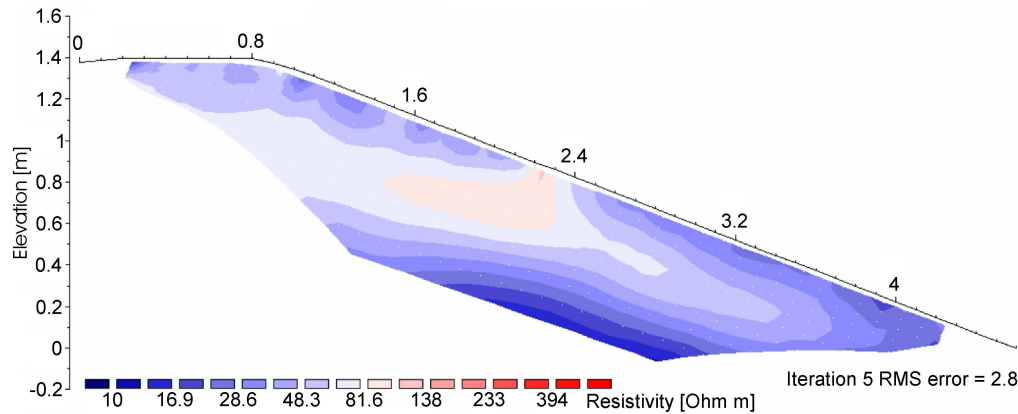


Abbildung 6.14: Ergebnis der Goelektrik-Messung gemessen mit dem gleichen Elektrodenprofil wie bei der SIP-Messung des Profils 3 (siehe Abb. 6.6) am gleichen Tag (nach [Kruschwitz; 2005]).

Insgesamt gesehen zeigen beide Verfahren ähnliche Ergebnisse.

Die Auflösung und Eindringtiefe beider Verfahren ist abhängig von der Länge des Profils aber auch von den Elektrodenabständen. Je nach Profillänge konnten hier Eindringtiefen von maximal 1,8 m erreicht werden. Die SIP ermöglicht zusätzliche Interpretationen auf Basis der bei verschiedenen Anregungsfrequenzen invertierten Phasen und Widerstände. Eine weiterführende Bearbeitung der Daten zu Wassergehaltsverteilungen war nicht Ziel der Auswertung und ist zudem schwierig, da der elektrische Widerstand durch verschiedenste Bodenfaktoren beeinflusst wird. Diese Faktoren können sich auf den Widerstand in der gleichen Art auswirken jedoch auch gegenteilig. So kann ein hoher Feinkornanteil, wie beim zweiten Deich, aber auch der Wassergehalt den Widerstand erniedrigen. Andererseits ist ein großer Teil der Porenflüssigkeit bei hohen Feinkornanteilen als Haftwasser gebunden.

6.2.3 Diskussion der Goelektrik-Messungen

Die Messungen der Goelektrik an beiden Modelldeichen in Karlsruhe haben gezeigt, dass Änderungen des spezifischen Widerstandes beobachtet werden können, die auf dem Einfluss des Hochwassers beruhen. Mit zunehmender Durchfeuchtung des Deiches lässt sich eine Abnahme des Widerstands erkennen. Vergleicht man die geoelektrischen Messungen an beiden Deichen, so sieht man, dass die spezifischen Widerstände am Deich 1 größer als beim zweiten Deich sind. Auch bei hochwasserbelasteten Deichen ist am ersten Deich der spezifische Widerstand höher als beim zweiten Deich. Dies kann auf die unterschiedlichen Materialien zurückgeführt werden, da der Lehm des zweiten Deiches deutlich schluffiger ist.

Im ungefluteten Zustand des Deiches kann fast der komplette Deichquerschnitt abgebildet werden. Aufgrund der kürzeren Profillänge bei einem gefluteten Deich bildet die Goelektrik nur circa ein Drittel des Deichquerschnitts ab, was die Interpretationsmöglichkeiten der geoelektrischen Messungen einschränkt.

6.3 Time Domain Reflectometry

Neben der Seismik wurden an beiden Deichmodellen kontinuierliche Messungen mittels der Spatial-Time-Domain-Reflectometry (Spatial-TDR) durchgeführt. Die Messungen und deren Auswertung [Gudehus et al.; 2006], [Rings et al.; 2005] wurden von Dipl.-Ing. Holger Wörsching vom Institut für Bodenmechanik und Felsmechanik (IBF) der Universität Karlsruhe durchgeführt.

6.3.1 Prinzip der TDR

Bei der TDR wird meist ein Rechteckimpuls in einen Sensor eingespeist. Der Impuls breitet sich entlang des Sensors aus, der als Wellenleiter fungiert. An Stellen, bei denen sich die elektrischen Eigenschaften des Materials ändern, wie am Anfang und Ende des Sensors oder bei Feuchtigkeitsänderungen, wird der Impuls teilweise reflektiert, während sich der restliche Impuls weiter fortsetzt. Dieser Impuls breitet sich mit einer durch das Umgebungsmaterial beeinflussten Geschwindigkeit entlang des Kabels aus [Scheuermann et al.; 2002a]. Die Reflexionen laufen entlang des Sensors wieder zurück und können von einem geeigneten Messinstrument gemessen werden. Über die Laufzeit t des Impulses und dem doppelten Laufweg l des Sensors kann die Wellenausbreitungsgeschwindigkeit c und damit auch die relative Dielektrizitätszahl ϵ des Bodens mit Hilfe der Ausbreitungsgeschwindigkeit von Licht im Vakuum c_0 bestimmt werden. Man erhält somit einen mittleren Wert der Dielektrizitätskonstante entlang des Sensors:

$$\epsilon = \left(\frac{c_0 t}{2l} \right)^2 \quad (6.2)$$

Die betrachteten Böden sind im Allgemeinen poröse Medien, die sich aus einer festen Bodenmatrix, der Porenflüssigkeit und der Luft im Boden zusammensetzen. Da die einzelnen Bestandteile unterschiedliche dielektrische Eigenschaften haben, wird dies zur Bestimmung des Wassergehaltes im Boden genutzt. Mittels einer für den betreffenden Boden erstellten Beziehungskurve von Wassergehalt und Dielektrizitätskonstante können



Abbildung 6.15: Das vom IMK entwickelte Flachbandkabel, welches in den Großmodelldeichen genutzt wurde (aus [Scheuermann et al.; 2002a]).

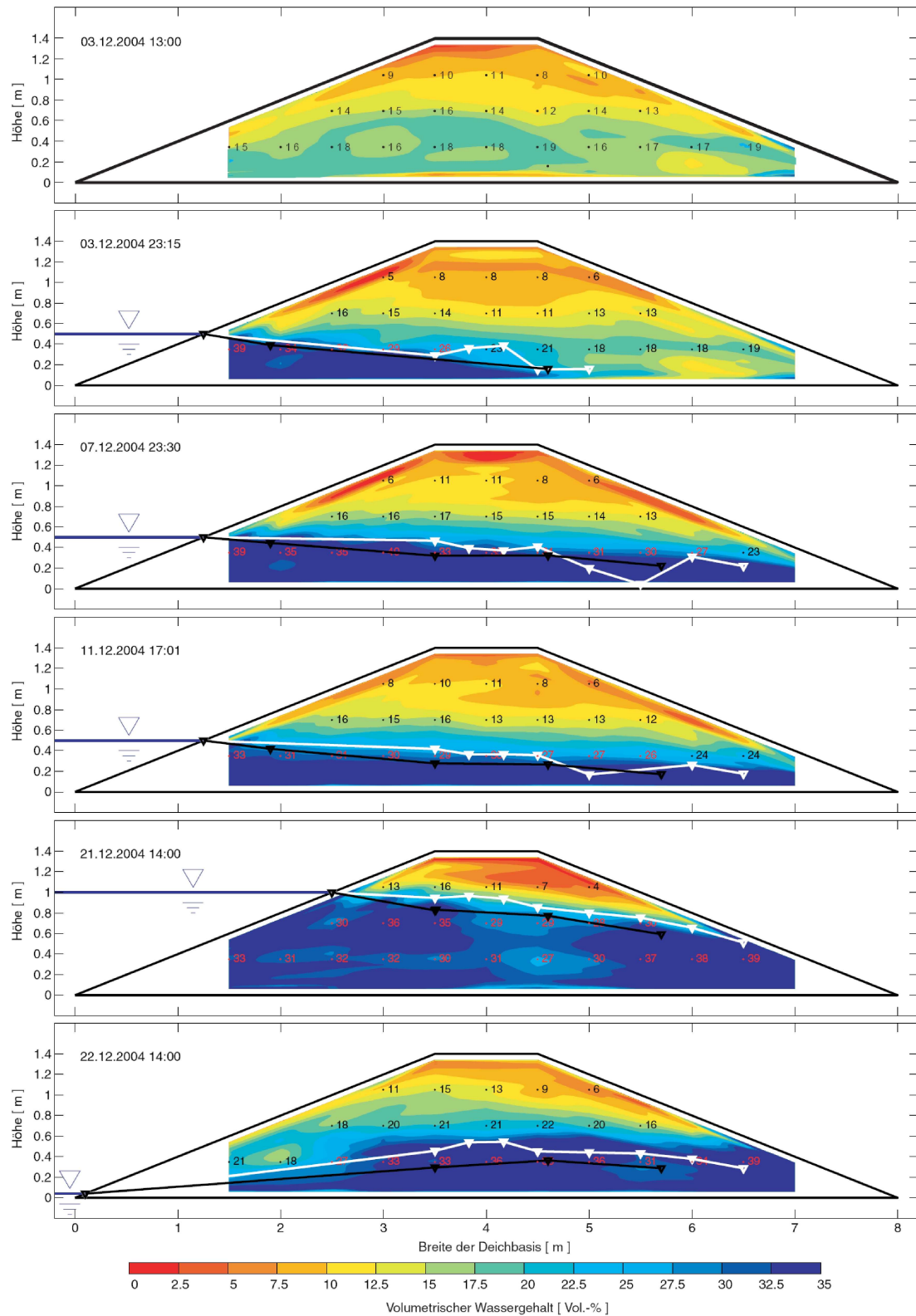


Abbildung 6.17: Wassergehalts-Tomographien aus den TDR-Messungen am ersten Deich mit den Messwerten der Druckaufnehmer (schwarze Dreiecke) und Tensiometer (weiße Dreiecke) nach [Gudehus et al.; 2006]

immer weiter ab und bleiben im Deichinneren oberhalb des Hochwassers ungefähr gleich. Im Vergleich vier Tage später ist kaum eine Änderung zu beobachten, der Bereich mit Wassergehalten um 35 Vol.-% an der Deichbasis ist jedoch kleiner.

Zehn Tage darauf, bei einem Hochwasser von einem Meter, ist der Deich deutlich stärker durchfeuchtet. Der Bereich mit hohen Wassergehalten hat sich im Inneren des Deiches bis zur Sickerlinie vergrößert, die auf der Wasserseite mit dem Hochwasserstand und auf der Landseite bei circa 50 cm austritt. Die darauffolgende Wassergehaltstomographie einen Tag später, zeigt dass sich der Deich nach dem Hochwasserereignis besonders auf der Wasserseite sehr schnell entfeuchtet.

Neben den Wassergehalten sind in Abb. 6.17 außerdem auch die Messwerte der Tensiometer und der Druckaufnehmer jeweils mit Dreiecksymbolen dargestellt. Abgesehen von einigen Ausnahmen geben diese Messwerte gut die Grenze zum Bereich mit sehr hohen Wassergehalten im Deichinneren wieder.

Am Deich 1 wurde nach dem regulären Ende der Messungen ein vergleichender Test [Rings et al.; 2005] von Geoelektrik und TDR durchgeführt (siehe Kap. 6.2.2). Am 10. Februar wurde eine Messung am quasi noch unbelasteten Deich durchgeführt und circa zwei Wochen später wurde am 23. Februar eine Vergleichsmessung während eines eingestauten Hochwassers durchgeführt.

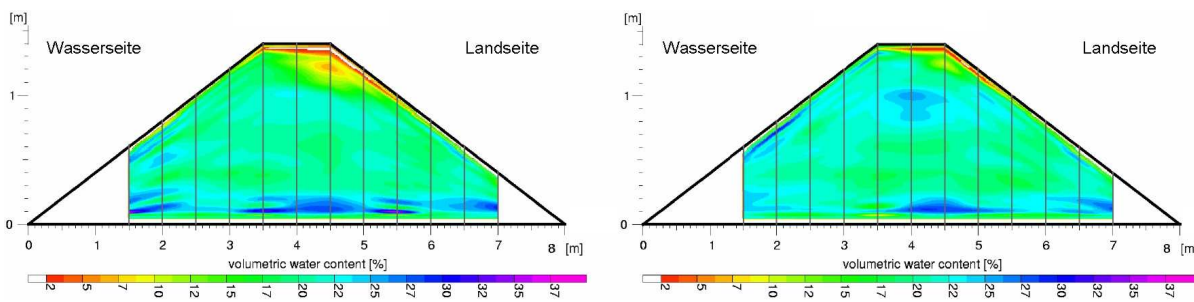


Abbildung 6.18: Wassergehalts-Tomographien aus den TDR-Messungen am ersten Deich, links am 10. Februar am quasi noch unbelasteten Deich und rechts am 23. Februar bei einem Einstau von circa 1,2 m Höhe (nach [Rings et al.; 2005]).

Die TDR-Messung des 10. Februars (siehe Abb. 6.18 links) zeigt an der Deichkrone sehr niedrige Wassergehalte und im Deichinneren einen Wassergehalt von circa 20 Vol.-%. Entlang des Deichbodens sind höhere Wassergehalte um 30 Vol.-% zu erkennen, die noch die Restfeuchte im Deich von den vorherigen Hochwassereinflüssen abbilden. Trotz zweiwöchigen Hochwassers hat der Wassergehalt an der Deichkrone und entlang des Deichbodens nur leicht abgenommen, während er im Deichinneren leicht zugenommen hat. Im Vergleich mit den TDR-Messungen der regulären Messungen (siehe Abb. 6.17) kann aus diesen Messungen der Hochwasserstand oder der Durchfeuchtungszustand des Deichkörpers nicht eindeutig bestimmt werden.

TDR-Messungen am zweiten Deich In chronologischer Reihenfolge zeigt die Abb. 6.19 für den zweiten Modelldamm die berechneten Wassergehaltsverteilungen einiger TDR-Messungen. Oben ist das Ergebnis der Auswertung der TDR-Messung für den einbaufuchten ungefluteten Deich zu sehen. Der Wassergehalt ist im gesamten Deich etwa gleich groß

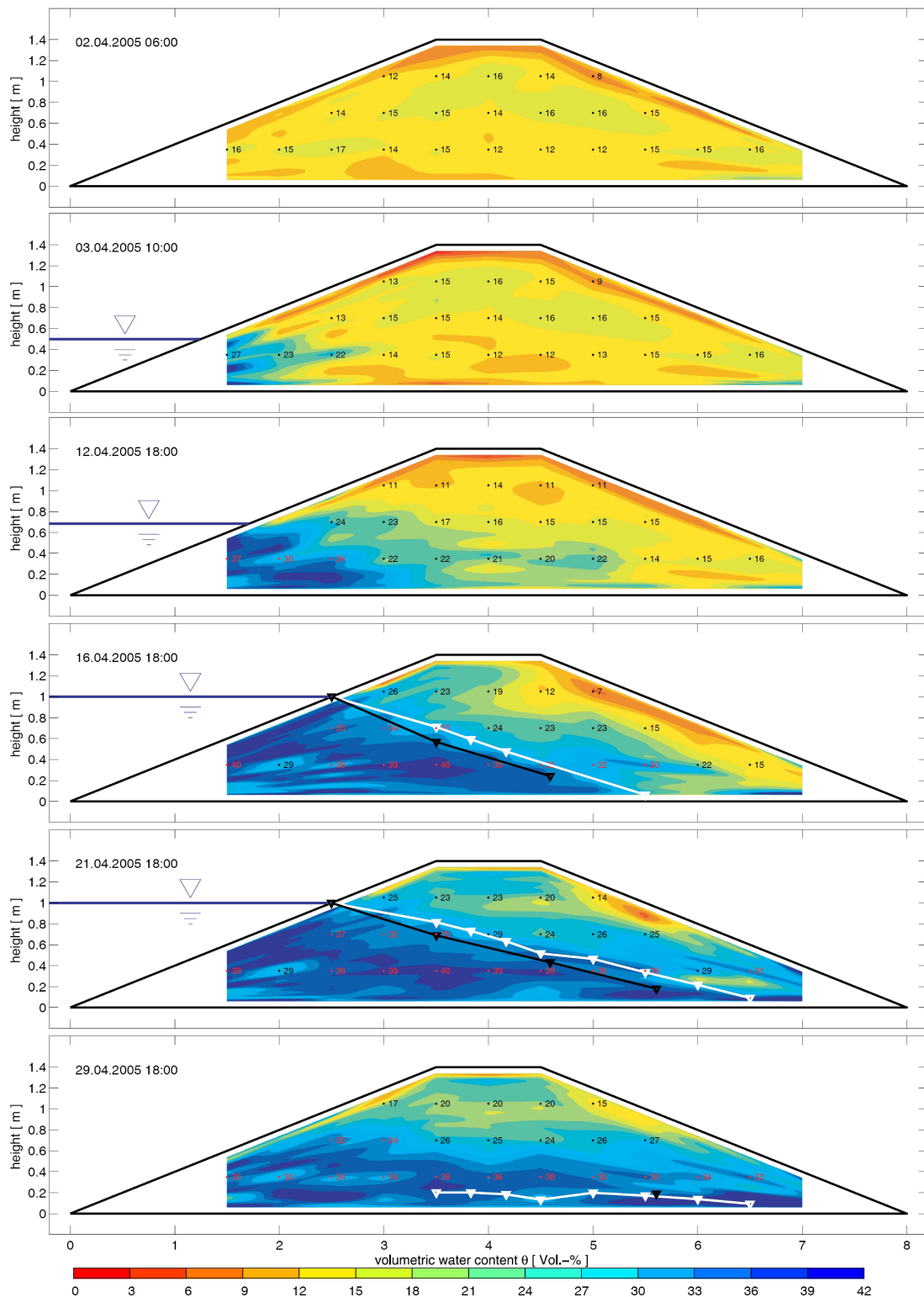


Abbildung 6.19: Wassergehalts-Tomographien aus den TDR-Messungen am zweiten Deich mit den Messwerten der Druckaufnehmer (schwarze Dreiecke) und Tensiometer (weiße Dreiecke) aus [Gudehus et al.; 2006]

mit leicht abnehmenden Wassergehalten mit der Tiefe im Deich. Unterhalb der Deichkronen liegt der Wassergehalt bei 15 Vol.-% und im unteren Deichbereich bei circa 10 Vol.-%. An der Deichoberfläche ist der Wassergehalt mit circa 8 Vol.-% am geringsten. Einen Tag nach Beginn des Hochwassereinstaus von 50 cm Höhe sieht man eine Zunahme des Wassergehaltes auf 25 Vol.-% am wasserseitigen Deichfuß bis zum Profilmeter 2. Im restlichen Deichkörper ist keine Änderung zu beobachten.

Zehn Tage nach dem Ersteinstau wurde der Deich auf eine Höhe von einem Meter eingestaut. In der Zwischenzeit hat sich am wasserseitigen Deichfuß bis zum Profilmeter 3,5 ein hoher Wassergehalt von bis zu 40 Vol.-% eingestellt. Im Deichinneren nehmen die Wassergehalte in der oberen Deichhälfte leicht ab, in der unteren Hälfte nehmen sie hingegen infolge der Durchfeuchtung des Deiches bis zum Profilmeter 5 auf bis zu 20 Vol.-% zu. Entlang der Deichunterkante nimmt der Wassergehalt ebenfalls leicht zu. Hier könnte sich entlang der Grenzschicht Lehm/Beton ein Fließweg gebildet haben.

Nach vier Tagen Einstau mit einem Meter Wasserstand ist eine deutliche Zunahme des Wassergehaltes im Deichinneren zu beobachten. Der Bereich mit hohen Wassergehalten über 30 Vol.-% geht bis zur halben Deichhöhe und an der Deichbasis bis zum Profilmeter 5,5. Oberhalb des Einstaus hat sich auf der Wasserseite bis hin zur Deichmitte der Wassergehalt ebenfalls erhöht. An der Oberfläche der Landseite hat der Wassergehalt hingegen leicht abgenommen.

Nach neun Tagen Einstau auf einem Meter ist das Deichinnere stark durchfeuchtet. Der Bereich mit hohen Wassergehalten über 30 Vol.-% geht entlang einer Linie vom Wasserstand bis zum Profilmeter 6,5 an der Deichbasis. Oberhalb dieser Linie liegt der Wassergehalt bei Werten über 20 Vol.-%. An der Oberfläche der Landseite befindet sich ein Bereich mit niedrigeren Wassergehalten unter 20 Vol.-%, der auch auf Bildern des Deiches zu erkennen ist (siehe Abb. 6.8a). Die darauffolgende Wassergehaltstomographie drei Tage nach dem Hochwasser zeigt die eher langsame Entfeuchtung des Deiches im Vergleich zum ersten Deich.

Neben den Wassergehalten sind in Abb. 6.19 auch wieder die Messwerte der Tensiometer und der Druckaufnehmer dargestellt. In den Wassergehaltsverteilungen des Hochwassers mit einem Meter Höhe korrelieren deren Messwerte gut mit den Bereichen im Deich mit hohen Wassergehalten höher als 30 Vol.-%. Diese geben damit ungefähr die Sickerlinie im Deich wider. Im Bereich oberhalb dieser Linie hat sich durch Kapillarkräfte der Wassergehalt erhöht. Im Vergleich mit dem ersten Deich ist dieser Kapillarsaum deutlich größer, da das Material schluffiger ist. Im untersten Bild sieht man, dass nach dem Hochwasser die gemessenen Porenwasserdrücke sehr schnell gesunken sind, während der Wassergehalt nur langsam sinkt.

Gut zu erkennen ist ebenfalls der als *fingering* (engl.) bekannte Effekt, der die ungleichmäßige Durchfeuchtung von lehmigen insbesondere stark tonhaltigen Materialien kennzeichnet (siehe z. B. [van Damme et al.; 1986]). Im Vergleich zu den Messungen am ersten Deich, ist die Durchfeuchtungsfrent beim zweiten Deich stark zerklüftet. Auch bei steigendem Hochwasser schreitet die Durchfeuchtungsfrent nur langsam voran, während beim ersten Deich diese sehr schnell dem Hochwasser folgt. Wie aufgrund der geringeren Wasserdurchlässigkeit k_f (siehe Kap. 3.2) zu erwarten ist, entwässert bei abfallendem Hochwasser der Deichkörper beim Deich 2 deutlich langsamer als beim Deich 1.

Vergleich Geoelektrik und TDR Am ersten Deich wurde nach dem Ende der regulären Messungen ein vergleichender Test beider Verfahren (siehe Abb. 6.10 und 6.18) durchgeführt. Die TDR kann aufgrund der im Deich liegenden Sensorkabel einen deutlich größeren Deichquerschnitt als die Geoelektrik abbilden. Der Vergleich zeigt, dass die Widerstandsverteilung im Deich sich bei der Geoelektrik deutlich stärker änderte als die Wassergehaltsänderungen bei der TDR. Gerade in dem Bereich des Deichquerschnitts, den die Geoelektrik abbildet, sind bei der TDR nur geringe Änderungen zu beobachten. Die TDR zeigt hauptsächlich Änderungen im Bereich unterhalb der Deichkrone während sie bei den Auswertungen der regulären Messungen auch am Deichuntergrund deutlich die Durchfeuchtung des Deiches anzeigt.

6.3.3 Diskussion der TDR-Messungen

Die Messungen an den Modelldeichen in Karlsruhe mit der Spatial-TDR zeigen, dass Änderungen des Wassergehaltes im Deich durch Hochwassereinflüsse beobachtet werden können. Mit einer zunehmenden Durchfeuchtung des Deiches lässt sich eine Zunahme des Wassergehalts erkennen. Die Spatial-TDR kann aufgrund der Positionen der Sensorkabel fast den gesamten Deichquerschnitt abbilden.

Vergleicht man die TDR-Messungen an beiden Deichen, so sieht man, dass die Wassergehalte im ersten Deich größer als beim zweiten Deich sind. Verglichen mit den Wassergehalten aus Proben (siehe auch Tab. 3.2 und 3.4) sollte jedoch der Wolfartsweier Lehm des zweiten Deiches höhere Wassergehalte aufweisen. Zudem liegen die maximalen Wassergehalte aus den TDR-Messungen über denen der gemessenen Bodenproben. Diese Diskrepanz liegt wahrscheinlich an der Umrechnung der Messwerte des TDR-Verfahrens in die Wassergehalte. Zur Umrechnung wurden die aus Kalibrierungsmessungen an Proben ermittelten Regressionskurven genutzt. Eventuell wurden nicht die gleichen Bedingungen wie am Deich gewählt. Das die Unterschiede insbesondere bei dem Wolfartsweier Lehm stärker auffallen, kann zusätzlich an dem Einfluss des Ton- und Schluffanteils im Lehm liegen.

6.4 Zusammenfassung

Mit allen hier vorgestellten Verfahren werden Wassergehaltsänderungen zeitlich und räumlich aufgelöst beobachtet. Die TDR hat jedoch gegenüber den beiden anderen Verfahren den Vorteil, dass ein deutlich größerer Deichquerschnitt abgebildet wird und somit die Durchfeuchtungsprozesse im Deich besser verfolgt werden können, wie insbesondere die Vergleichsmessung von Geoelektrik und TDR zeigt. Die Geoelektrik und die SIP können aufgrund der Elektrodenanordnung bei hochwasserbelasteten Deichen nur ungefähr ein Drittel des Deichquerschnittes abbilden und sind für ein Hochwassermonitoring zumindest an den Modelldeichen nicht geeignet.

Der Vergleich der Messungen am zweiten Deich zeigt, dass die Geoelektrik und die SIP ähnliche Ergebnisse liefern. Die SIP bietet jedoch aufgrund der frequenzabhängigen Messungen und der zusätzlich gemessenen Phase mehr Interpretationsansätze als die Geoelektrik. Allerdings besteht noch Forschungsbedarf bei der Interpretation der Messergebnisse bei unterschiedlichen Materialien. Die Vergleichsmessung von Geoelektrik und TDR

SIP	<ul style="list-style-type: none"> + zeigt deutlich eine Abnahme der spezifischen elektrischen Widerstände – Phasen uneindeutig – nur im nicht gefluteten Deichbereich einsetzbar
Geoelektrik	<ul style="list-style-type: none"> + zeigt deutlich eine Abnahme der spezifischen elektrischen Widerstände – teils mit Artefakten – nur im nicht gefluteten Deichbereich einsetzbar
TDR	<ul style="list-style-type: none"> + zeigt deutlich Änderungen des Wassergehaltes + Auflösung des Wassergehaltes im gesamten Deich – Abweichungen der Wassergehaltswerte zu Proben – invasives Verfahren
Seismik	<ul style="list-style-type: none"> + zeigt deutlich Änderungen der P-Wellengeschwindigkeiten bzw. des Wassergehaltes + Auflösung des Wassergehaltes im gesamten Deich – Abnahme der Auflösung mit Hochwasser (weniger Quellpunkte)

Tabelle 6.1: Vergleich der Vor- und Nachteile der an den Karlsruher Modelldeichen durchgeführten geophysikalischen Verfahren

am ersten Deich zeigt einen weiteren Vorteil der TDR: die Messdaten können mit Hilfe einer $w(\epsilon)$ -Beziehung in Wassergehaltsverteilungen umgerechnet werden. Dies erleichtert die Beurteilung des Durchfeuchtungszustandes erheblich.

Die TDR zeigt im Vergleich dieser drei Verfahren die höchste Datenauflösung. Die Geoelektrik hat lateral und vertikal eine unterschiedliche Auflösung in dm-Bereichen wie auch die SIP. Die TDR hat im Bereich der Sensorkabel eine höhere Auflösung, dazwischen wird interpoliert. Allgemein gilt die Regel, dass ungefähr der doppelte Abstand der Sensoren den Durchmesser des Messvolumens angibt [Scheuermann et al.; 2002b], hier in diesem Fall also circa 10 cm. In diesen Bereich kann entlang des Sensorkabels bei der TDR die Bodenfeuchte bestimmt werden.

Die Seismik an den Modelldeichen bildet im Vergleich mit diesen drei Verfahren den größten Deichquerschnitt ab, da die Geophonköpfe über den gesamten Deich gesteckt wurden. Die P-Wellentomographie ermöglicht eine zeitliche und räumliche Beobachtung des Durchfeuchtungsfortschritts im Deich mit Hilfe einer $w(v_p)$ -Beziehung. Vorteil der Seismik gegenüber der TDR ist die nicht-invasive Messmethode, bei der TDR sind beim Bau des Deiches verlegte Sonden notwendig.

7

Zusammenfassung

An lehmigen Modelldeichen mit beliebig variierbaren Hochwasserbelastungen wurde ein Monitoring mit einer hochauflösenden Seismik durchgeführt. Mit den in dieser Arbeit vorgestellten Messungen des seismischen Messsystems und der Datenbearbeitung wurde aufgezeigt, dass damit Hochwassereinflüsse auf Lehmdeichen beobachtet werden können.

Für die Versuche an den Großmodelldeichen wurde im Rahmen des BMBF-Forschungsvorhabens "Versagen von Deichen und Dämmen auf und mit Lehmzonen bei Hochwasser" ein seismisches Messsystem entwickelt und den Bedingungen am Versuchsstand an der Universität Karlsruhe angepasst. Die zwei Großmodelldeiche aus Lehm, an denen die seismischen Messungen unter kontrollierten Hochwasserbedingungen durchgeführt wurden, entsprechen mit 8 m Breite und 1,4 m Höhe ungefähr realen Flussdeichen in einem Verhältnis von 1:2 bis 1:3. Bei den zwei Modelldeichen wurden das verwendete Deichmaterial und die Hochwasserszenarien variiert. Auf der Deichoberfläche wurden drei Messlinien quer zur Deichrichtung eingebaut. Mittels eines Messwagens, der auf horizontalen Schienen oberhalb des Deiches bewegt wurde, und einer SPS konnten alle Quellpunkte einer Messlinie automatisch angefahren werden. Dies ermöglichte kontinuierliche seismische Messungen an den Großmodelldeichen. Als seismische Quelle wurde ein magnetostriktiver Vibrator mit integrierter Echtzeit-Regelung des Sweepsignals benutzt. Es wurden an den Quellpunkten amplitudengeregelte lineare Sweeps mit einer Länge von 0,5 s in einem Frequenzbereich von 300 bis 6300 Hz angeregt, die von allen Geophonköpfen aufgezeichnet wurden, so dass sich ein 3D-Messfeld ergibt.

Mit insgesamt vier Lehmmaterialien, die zur Verwendung in den Modelldeichen in Frage kamen, wurden Laboruntersuchungen durchgeführt. Einordnen lassen sich die Materialien als schluffige oder sandige Lehme oder als lehmiger Sand. Bei unterschiedlichen Wassergehalten wurden die P-Wellengeschwindigkeiten der zylindrischen Probenkörper mit 5 cm Höhe mit Ultraschall bei niedrigen Drücken mit maximal 0,1 MPa bestimmt. Zugleich wurden mittels der aus Labormessungen bestimmten Dichten und Volumina, Wassergehalt und Sättigung der Proben berechnet. Bei allen untersuchten Materialien ergibt sich ein Trend zu abnehmenden P-Wellengeschwindigkeiten bei zunehmenden Wassergehalten oder Sättigungen in den Proben. Dabei zeigen lineare Regressionsgeraden die besten Anpassungen an die Messwerte.

Für die seismischen Daten des Monitorings an den Großmodelldeichen wurde das zur Auswertung notwendige optimale Processing entwickelt. Die bearbeiteten seismischen Daten zeichnen sich durch eine gute Qualität aus. Mittels eines Minimalphasenfilters wurden die akausalen vibroseis-korrelierten seismischen Daten in durchgehend kausale Ersteinsätze überführt. Die gepickten Ersteinsätze wurden zur Berechnung von Ersteinsatz-Laufzeit-Tomographien über den Deichquerschnitt verwendet.

Die seismischen Messungen an den Großmodelldeichen zeigen ein komplexes Wellen-

feld, das von direkten P-Wellen, Oberflächenwellen sowie von an den Modellgrenzen refraktierten Wellen dominiert wird. Die Frequenzen der direkten P-Wellen liegen bei geringen Offsets von Quelle und Empfänger bis circa einen Meter bei bis zu 3000 Hz und fallen darüber hinaus schnell auf circa 700 bis 900 Hz ab. Die Oberflächenwellen zeigen über den gesamten Offsetbereich Frequenzen von 300 bis 400 Hz. Im Nahbereich der Quelle wird das gesamte angeregte Frequenzspektrum in den Boden eingebracht.

Der Vergleich von Deichmessungen während des ungefluteten Zustandes mit Messungen bei hohen Wasserständen und starker Durchfeuchtung der Deiche zeigt einen starken Einfluss der Durchfeuchtung auf das seismische Wellenfeld. So ist eine deutliche Dämpfung der Signale in Bereichen des Deichkörpers mit hoher Durchfeuchtung zu erkennen. Ein Vergleich der Ersteinsatzzeiten zeigt zudem, dass diese besonders bei Laufwegen zunehmen, die hauptsächlich durch den Deichkörper verlaufen, und somit auf eine Abnahme der P-Wellengeschwindigkeiten mit zunehmender Durchfeuchtung des Deiches hinweisen.

Für die ungefluteten Deichzustände der beiden Großmodelldeiche zeigen die Laufzeit-Tomographien heterogene Zustände der Deiche mit einer mit der Tiefe zunehmenden P-Wellengeschwindigkeit. Diese bei allen untersuchten Modelldeichen beobachtete Zunahme korreliert gut mit der Lagerungstiefe im Deich. Die heterogenen Zustände der Modelldeiche lassen sich auf den Einbau der Messgeräte zurückführen. Durch die zusätzliche Belastung des Deiches insbesondere an der Landseite und der Deichkrone hat sich das Material zusätzlich verfestigt, was zu einer lokalen oberflächennahen Erhöhung der P-Wellengeschwindigkeit führt. Die erhöhten P-Wellengeschwindigkeiten an den Deichfüßen sind dagegen Ursache einer nicht ausreichenden Strahlenüberdeckung und somit als Artefakte einzuordnen. Aufgrund der Messanordnung und den sich daraus ergebenden direkten und refraktierten P-Wellen-Laufwegen ergibt sich eine ausreichende Strahlenüberdeckung um differenzierte Aussagen zu Geschwindigkeitsänderungen im Deichkörper treffen zu können.

Bei den hochwasserbelasteten Großmodelldeichen zeigen die Laufzeit-Tomographien, dass sich die verschiedenen Durchfeuchtungszustände der Modelldeiche bei unterschiedlichen Hochwasserbelastungen anhand der seismischen Messungen nachvollziehen lassen. Beim ersten Modelldeich kann so die langsame Durchfeuchtung während des ersten konstanten Hochwassers gut anhand von abnehmenden P-Wellengeschwindigkeiten in den Laufzeit-Tomographien beobachtet werden. Die zunehmenden Wassergehalte in den vom Hochwasser durchfeuchteten Deichbereichen gehen somit mit einer Abnahme der P-Wellengeschwindigkeit einher.

Diese Beobachtung wurde bei den Sättigungsversuchen von Lehmproben in den Labormessungen ebenfalls gemacht. Dies steht jedoch im Gegensatz zu bisherigen Darstellungen in der Literatur (z. B. SCHÖN, 1996 und ELLIOTT, WILEY, 1975), die bei nicht konsolidierten Sedimenten von einer Zunahme der P-Wellengeschwindigkeit von Lockersedimenten bei hohen Sättigungsgraden über 80 % auf die P-Wellengeschwindigkeit von Wasser ausgehen. Eine Zunahme der P-Wellengeschwindigkeit konnte bei hohen Sättigungsgraden jedoch nicht beobachtet werden. Einerseits kann es sein, dass die hohen Sättigungsgrade aufgrund von eingeschlossenen Luftanteilen im Deichkörper nicht erreicht wurden. Demnach kann es sein, dass ein Anstieg der P-Wellengeschwindigkeit auf die von Wasser gar nicht beobachtet werden konnte. Andererseits ist die beobachtete Abnahme der P-Wellengeschwindigkeit deutlich größer als im Lockerbodenmodell von Schön möglich ist. Da dieses Modell für nicht-bindige Sande gilt und deshalb nicht für die hier verwendeten

Lehme, sind andere Ansätze zur Erklärung des Verhaltens der P-Wellengeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Sättigung für bindige Sedimente mittels eines Modells notwendig, um das hier an den Lehmen beobachtete Verhalten zu klassifizieren. Dies ist ein Thema, das noch weiterer Forschung Bedarf. In dieser Arbeit konnte jedoch gezeigt werden, dass die Dichte, das Kompressions- und das Schermodul einen Hauptteil der deutlichen Abnahme der P-Wellengeschwindigkeit mit zunehmendem Wassergehalt bewirken. Zusätzlich kann die im Vergleich zu Sanden bei unterschiedlichen Wassergehalten größere Wasserspannung in Lehmen und die unterschiedliche Verteilung der Größe der Porenräume einen Einfluss auf die P-Wellengeschwindigkeit haben.

Mit den vorgestellten seismischen Messungen, deren Auswertungen und Labormessungen lassen sich mit dem seismischen Parameter P-Wellengeschwindigkeit Tomographien des Deichquerschnittes von Bodenparametern, wie Wassergehalt, Porosität oder Sättigung, berechnen. Dazu wurden zum Beispiel die aus den Labor- und Ultraschallmessungen bestimmten linearen Beziehungen zwischen dem Wassergehalt einer Lehmprobe und deren P-Wellengeschwindigkeiten genutzt, um die P-Wellengeschwindigkeits-Tomographie in eine Wassergehalts-Tomographie umzurechnen. Die für die Tomographie berechneten Wassergehalte stimmen wiederum gut mit entsprechenden Wassergehalten aus den am Modelldeich entnommenen Bodenproben überein.

Der Vergleich der hier vorgestellten neben der Seismik an den Modelldeichen durchgeführten Verfahren zeigt die Vor- und Nachteile der jeweiligen Verfahren auf. Bei allen Verfahren lässt sich ein Einfluss des Hochwassers auf die gemessenen Daten feststellen. Da bei steigendem Hochwasser der abzubildende Deichquerschnitt bei Geoelektrik und SIP vor allem auf die Landseite des Deiches beschränkt ist, sind diese Verfahren nicht für ein Hochwassermonitoring geeignet. Seismik und TDR bilden immer den kompletten Deichquerschnitt ab, dementsprechend lassen sich die Durchfeuchtung des Deiches und die jeweiligen Hochwasserstände aufgrund des abzubildenden Deichquerschnitts nur mit diesen Verfahren abbilden. Vorteil der Seismik gegenüber der TDR ist die nicht-invasive Messmethode, bei der TDR sind beim Bau des Deiches verlegte Sonden notwendig. Die hier vorgestellte TDR ist somit für Messungen an realen Deichen nicht geeignet.

Da während eines starken Hochwassers eine Deichnutzung ausgeschlossen sein wird, sind als eine weitere Nutzungsmöglichkeit der Seismik auch die Erkundung des Deichzustandes nach einem Hochwasserereignis denkbar. So kann zum Beispiel die Entfeuchtung des Deiches nach einem Hochwasser beobachtet werden. Auch bestehende Deiche können mit der Seismik auf ihre Struktur und mögliche Schadensbereiche hin untersucht werden.

Die Anwendung des seismischen Messsystems ist mit Hilfe eines Kleintraktors, ausgestattet mit der kompletten Messtechnik, auch auf Realdeiche umsetzbar. Die im Vergleich zum Modelldeich veränderten Rahmenbedingungen müssen jedoch berücksichtigt werden. So ist bei realen Deichen der Untergrund meist ebenfalls aus mehr oder weniger wasserdurchlässigen Sedimenten aufgebaut. Die an den Großmodelldeichen aufgrund des Geschwindigkeitskontrastes der Materialien Beton und Lehm beobachteten refraktierten P-Wellen werden an realen Deichen deshalb nicht auftreten. Dies muss bei der Auswahl des Tomographieprogramms berücksichtigt werden, so dass für reale Deiche der Ansatz der Tauchwellen-Tomographie wahrscheinlicher ist.

A

Ergänzende Daten

Zu Kap. 3.3 zeigen die nachfolgenden Abbildungen die aus den Labor- und Ultraschallmessungen bestimmten Beziehungen zwischen der P-Wellengeschwindigkeit und weiteren petrophysikalischen Größen.

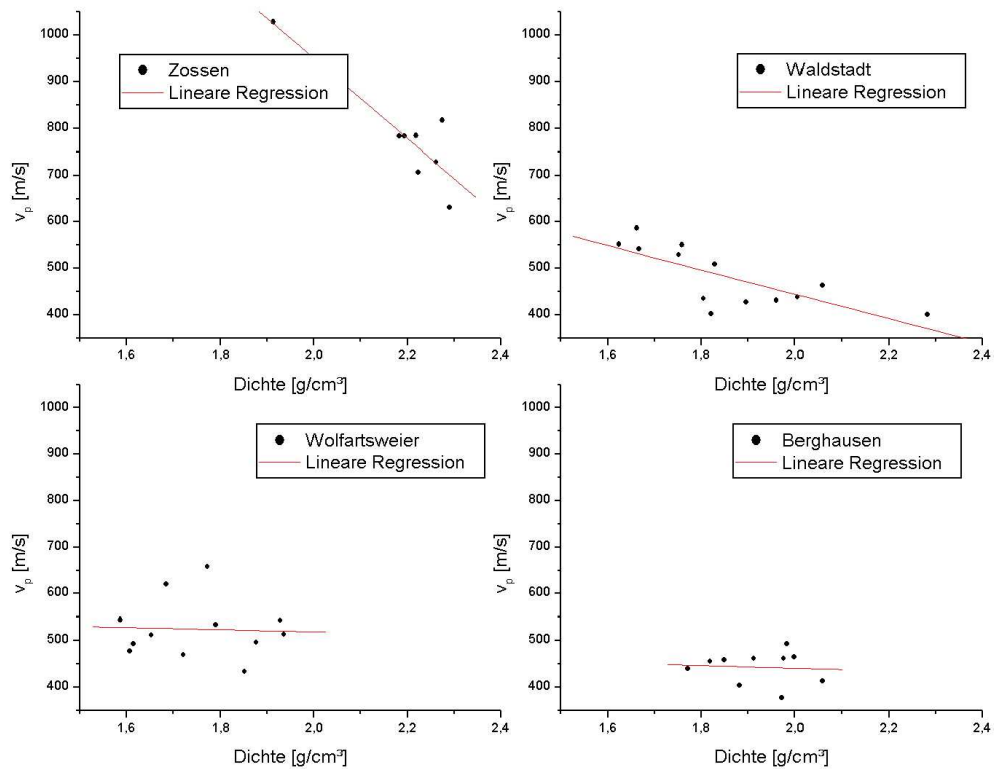


Abbildung A.1: P-Wellengeschwindigkeiten und Dichte aus den Ultraschall- und Labormessungen für die untersuchten Materialien

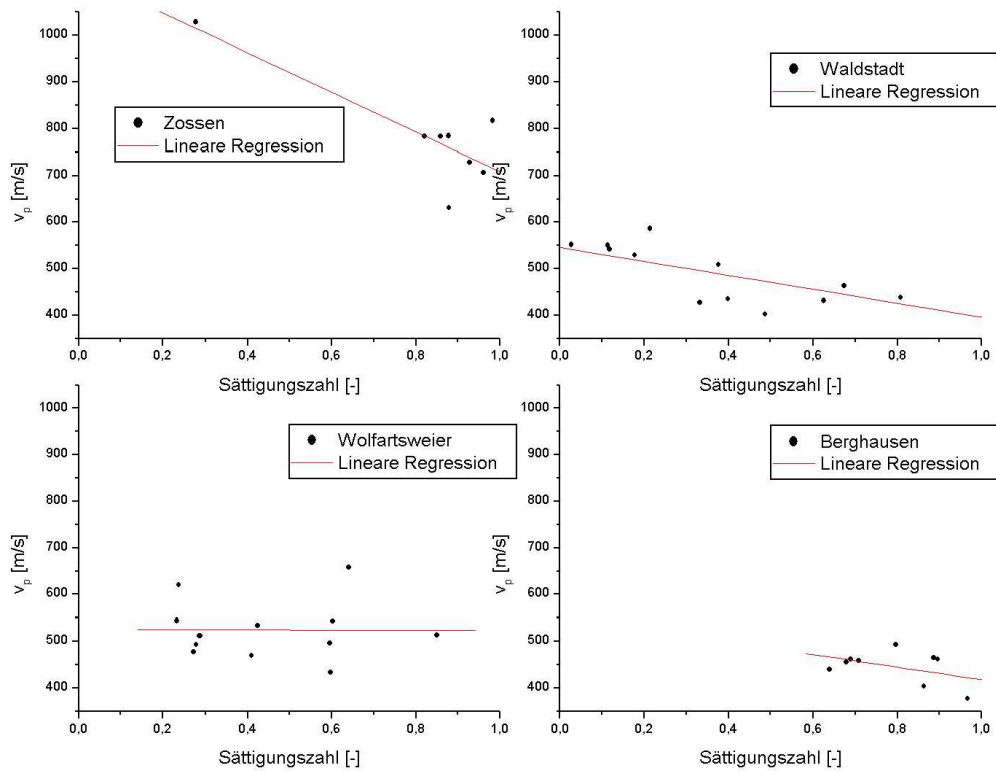


Abbildung A.2: P-Wellengeschwindigkeiten und Sättigungen aus den Ultraschall- und Labormessungen für die untersuchten Materialien

Zu Kap. 5.2:

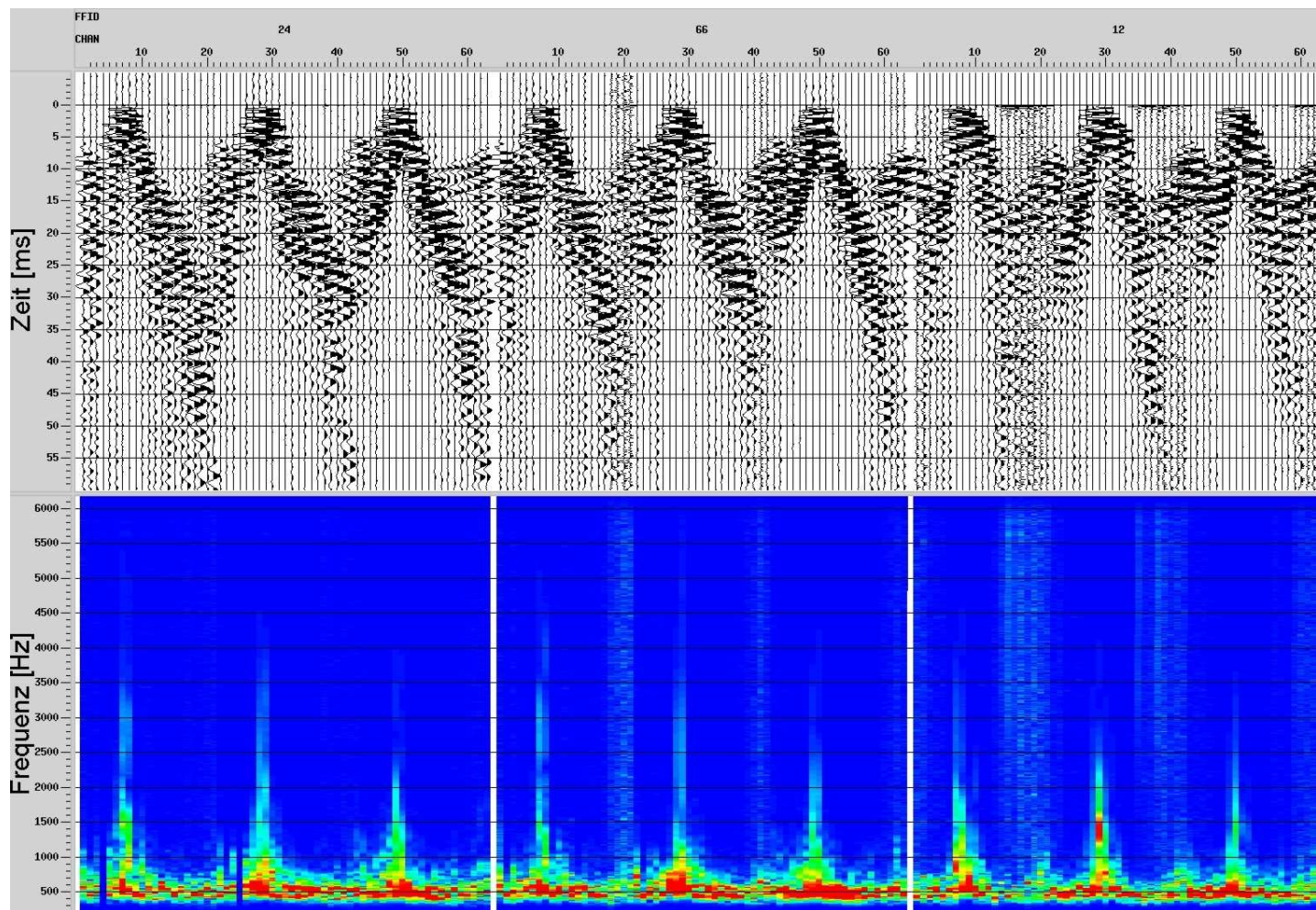


Abbildung A.3: Seismische Daten des ersten Deiches für den ungefluteten Zustand (links), am zweiten Tag Ersteinstauung mit 50 cm Wasserstand (Mitte) und beim höchsten Hochwasserstand (rechts), in der oberen Reihe die Amplitudendarstellung mit jeweils Crossline-, Inline- und Normal-Komponente und in der unteren Reihe die Frequenzspektren

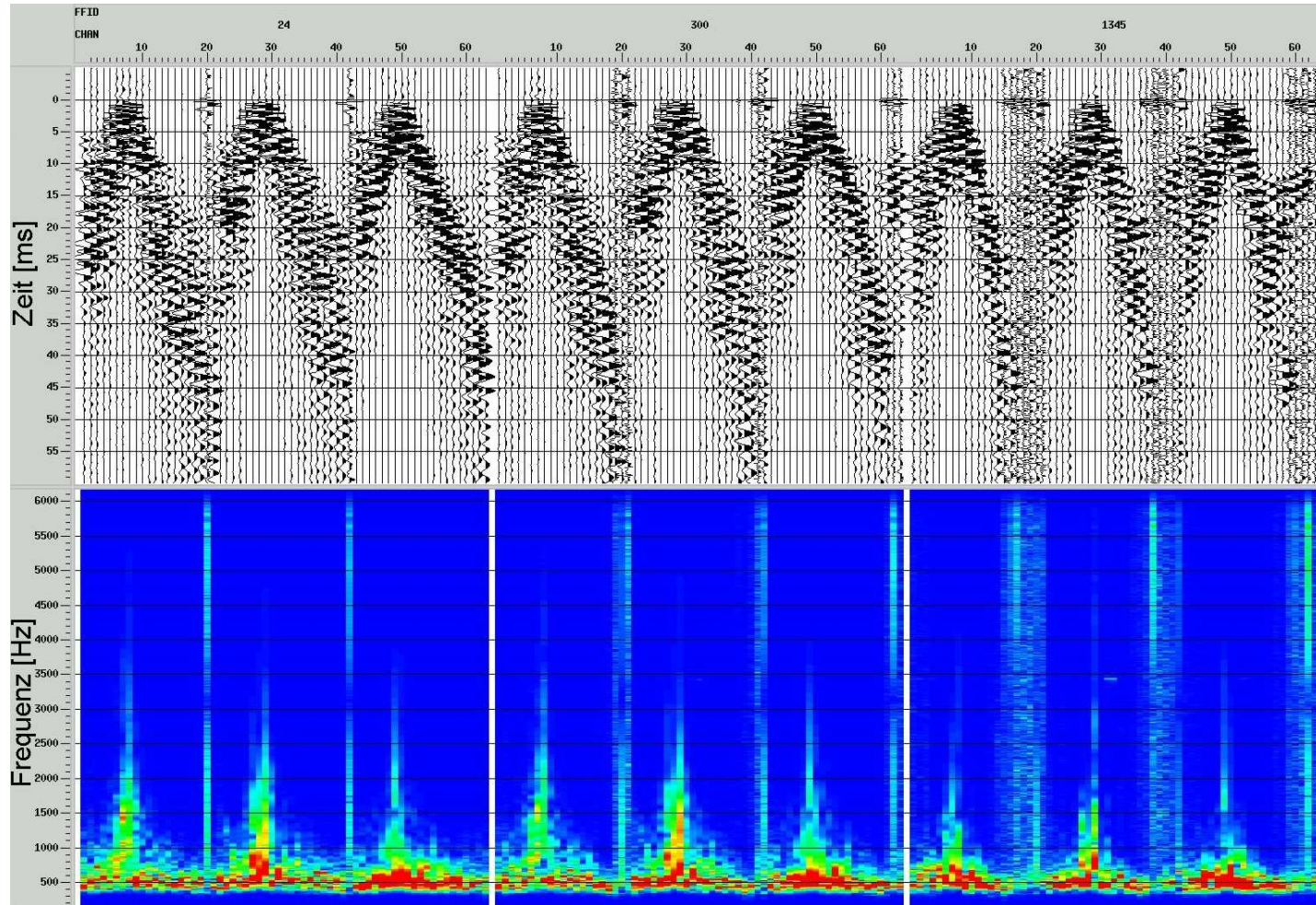


Abbildung A.4: Seismische Daten des zweiten Deiches für den einbaufeuchten Zustand (links), am dritten Tag Ersteinstauung mit 50 cm Wasserstand (Mitte) und am sechsten Tag des zweiten Hochwassers mit 1 m Wasserstand (rechts), in der oberen Reihe die Amplitudendarstellung mit jeweils Crossline-, Inline- und Normal-Komponente und in der unteren Reihe die Frequenzspektren

Zu Kap. 5.2.2:

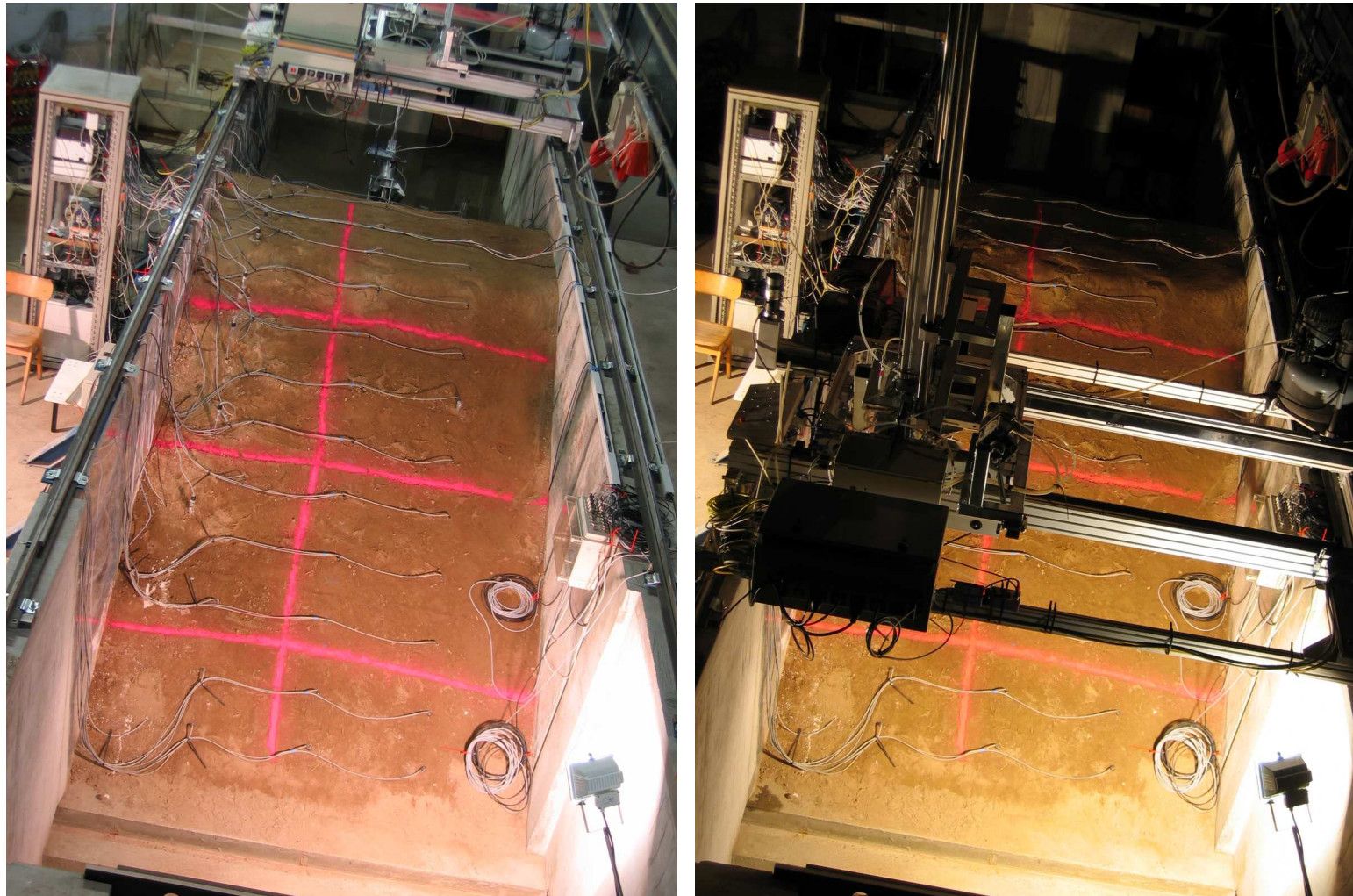


Abbildung A.5: Deich 1 nach 7 und 16 Stunden Hochwasser mit 50 cm Wasserstand

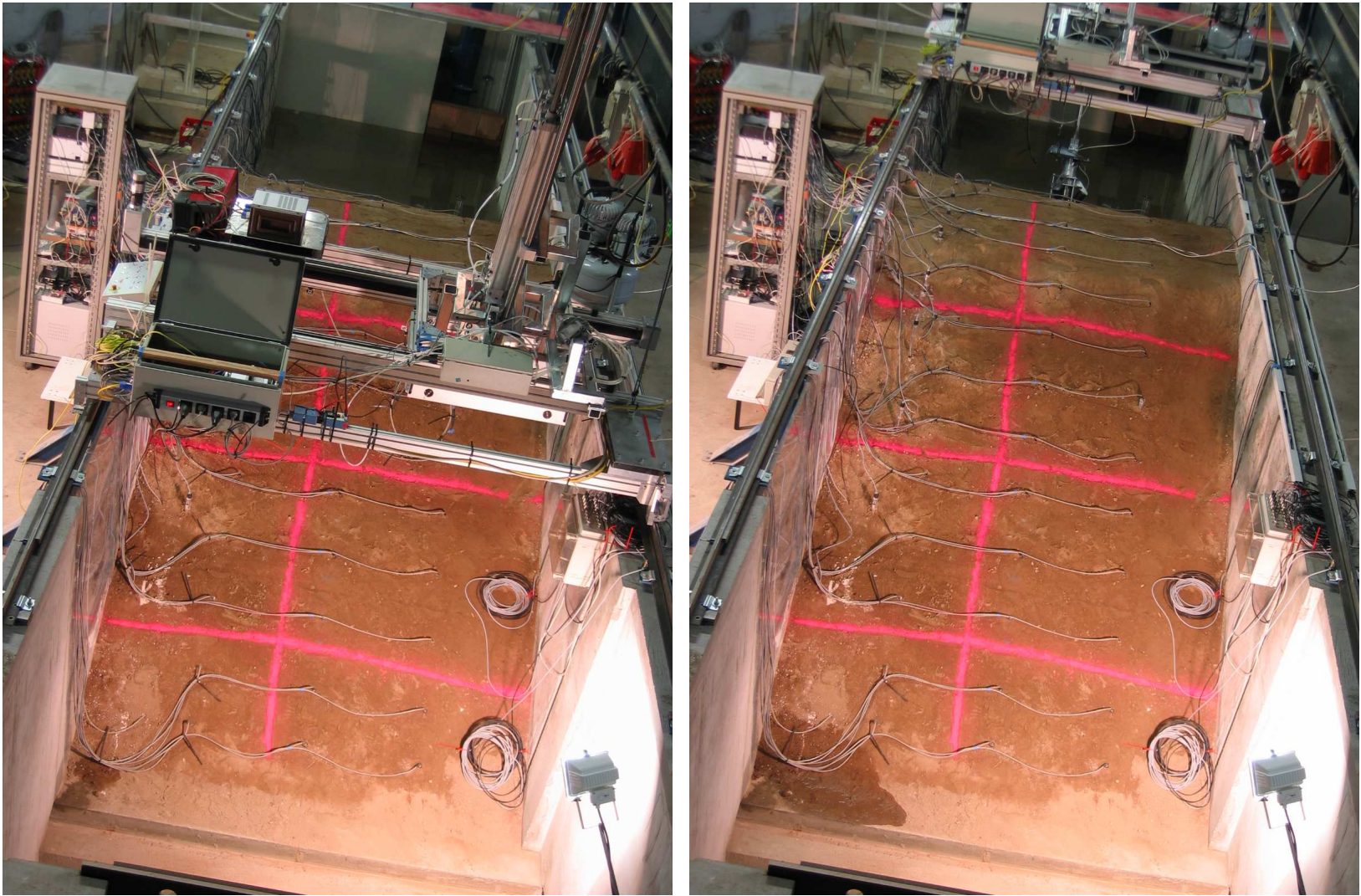


Abbildung A.6: Deich 1 nach 24 und 30 Stunden Hochwasser mit 50 cm Wasserstand

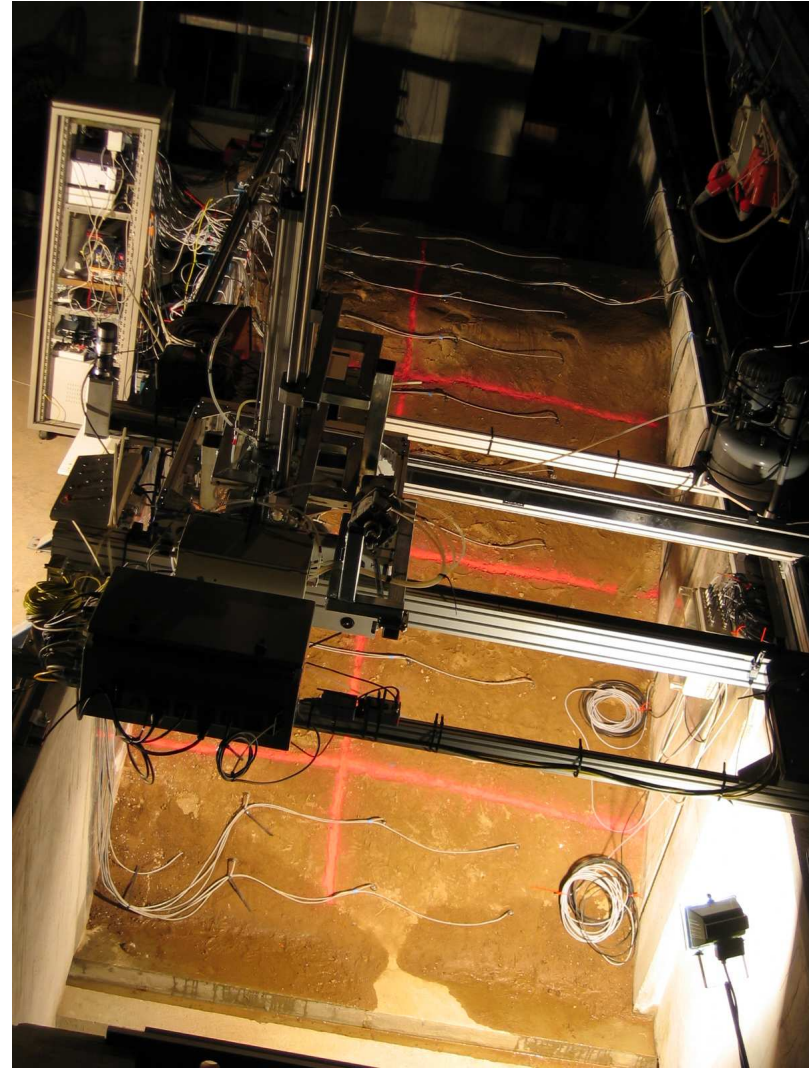
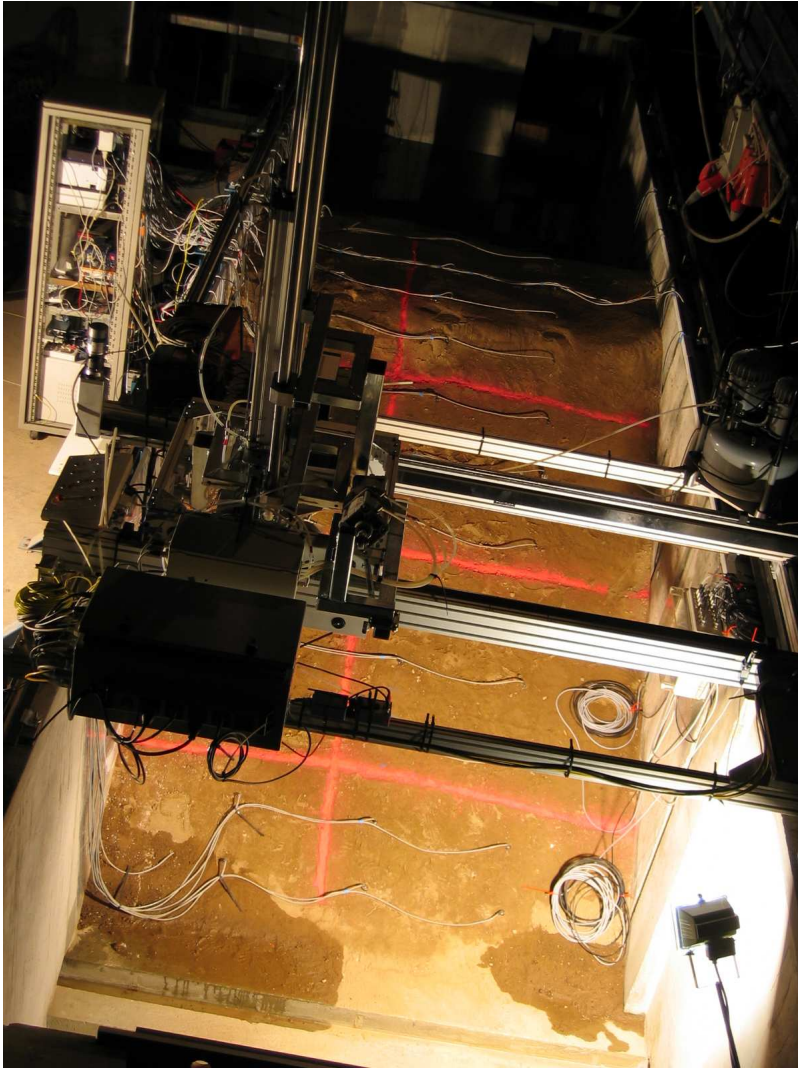


Abbildung A.7: Deich 1 nach 33 und 36 Stunden Hochwasser mit 50 cm Wasserstand

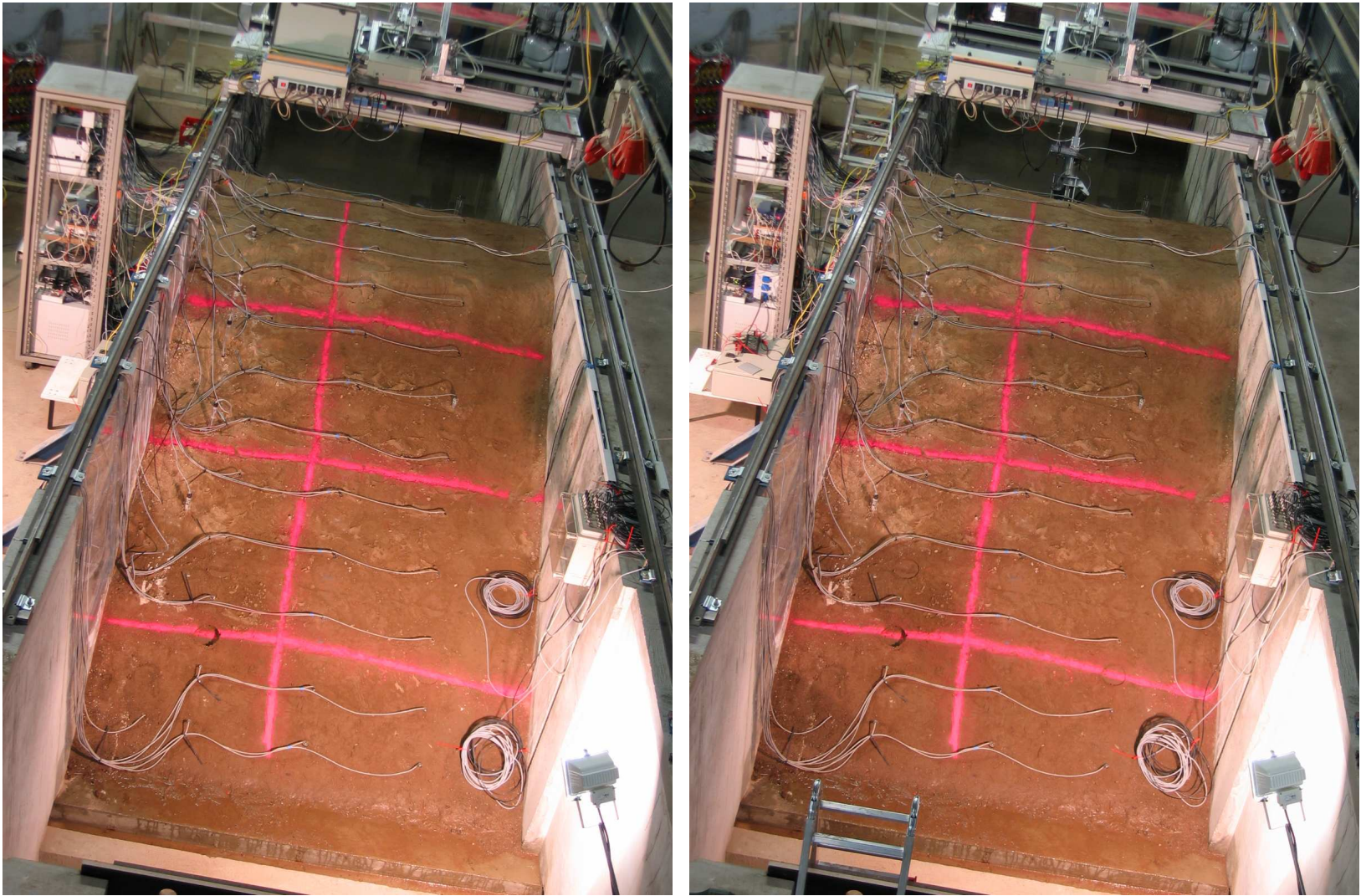


Abbildung A.8: Deich 1 nach 54 und 78 Stunden Hochwasser mit 50 cm Wasserstand

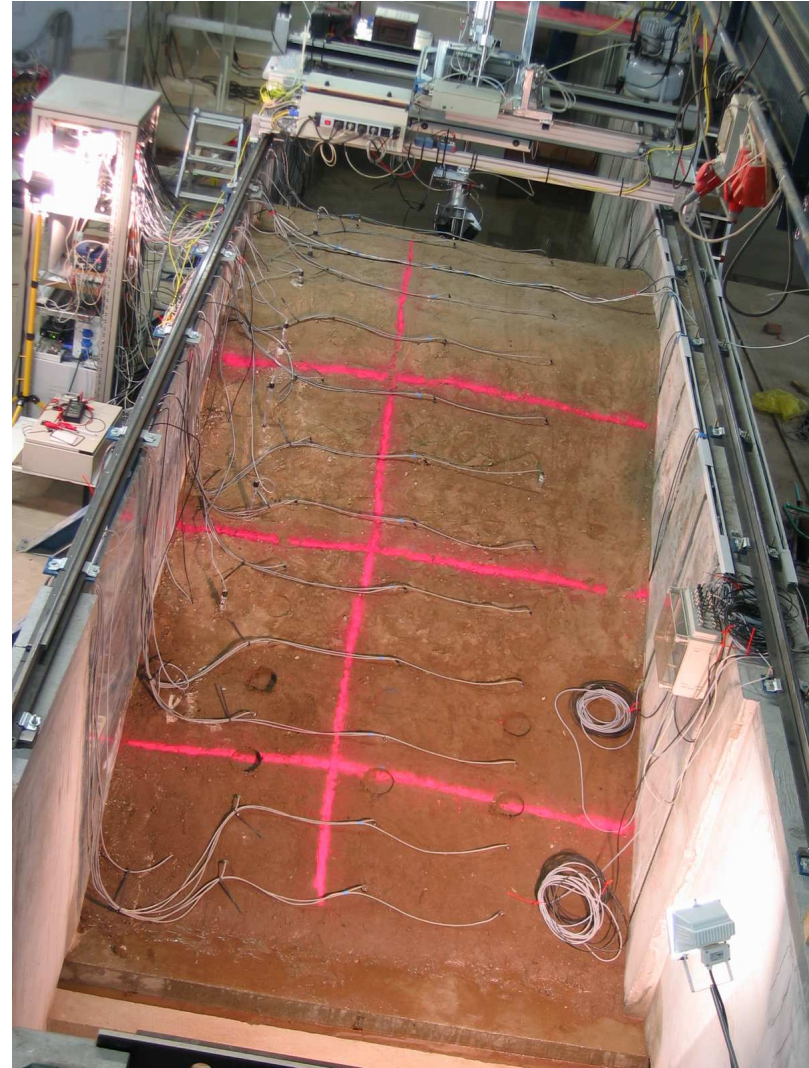
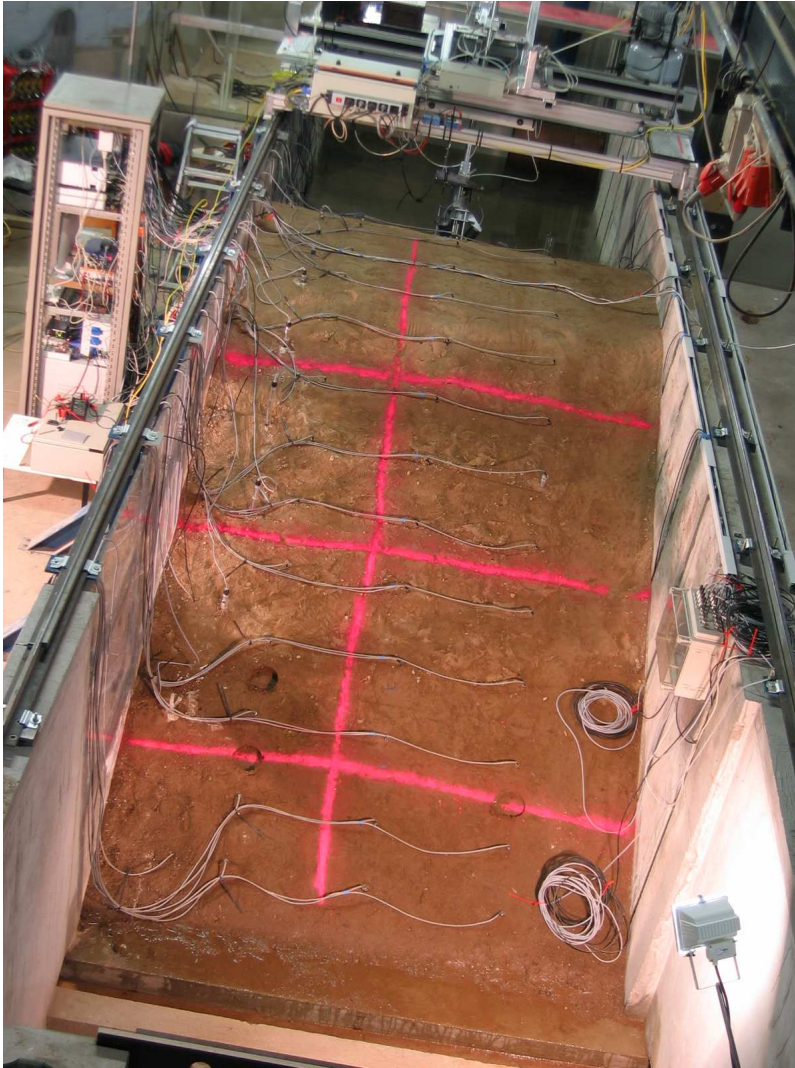


Abbildung A.9: Deich 1 nach 103 und 272 Stunden Hochwasser mit 50 cm Wasserstand

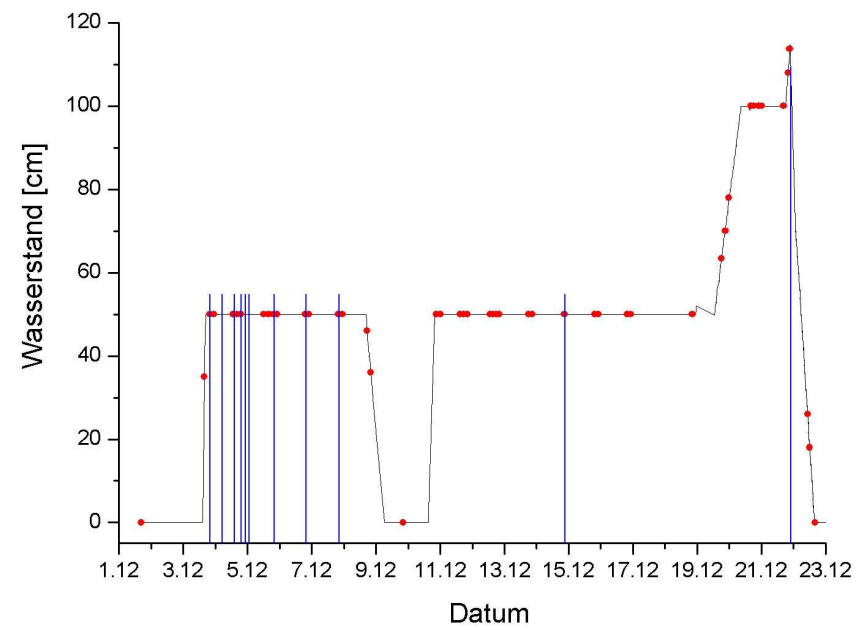
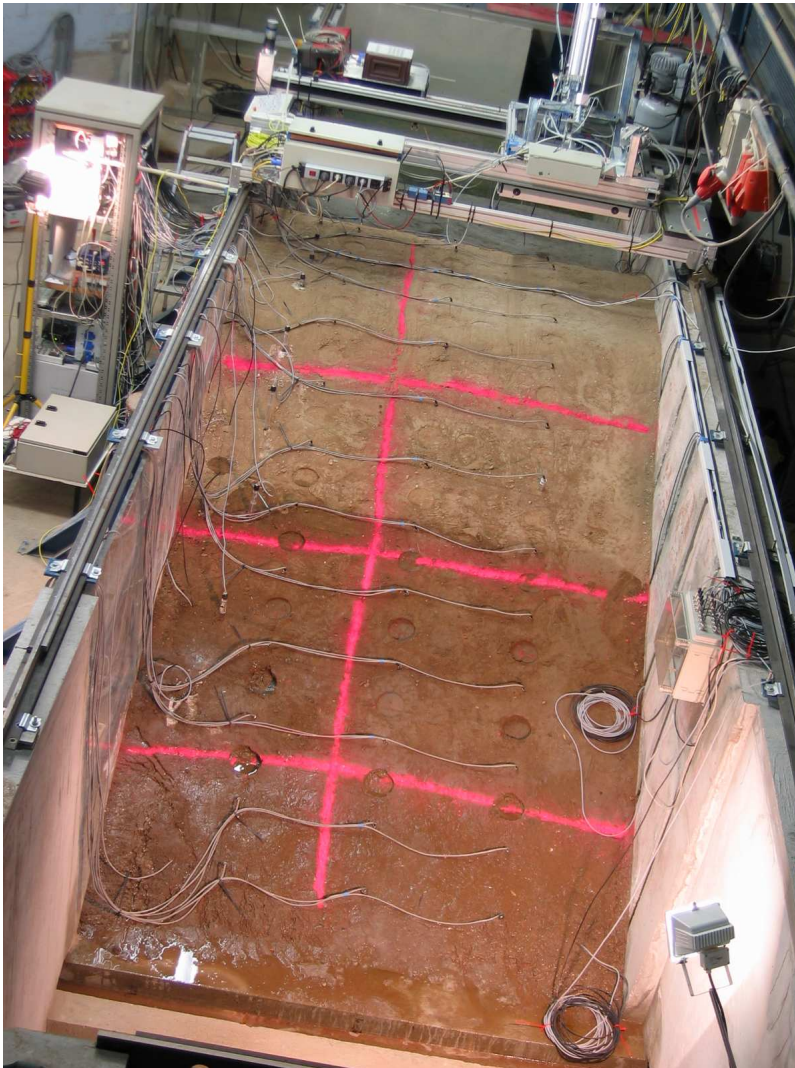


Abbildung A.10: Deich 1 nach 440 Stunden Hochwasser mit 105 cm Wasserstand und im Diagramm rechts eine zeitliche Übersicht der vorangegangenen Bilder

Literaturverzeichnis

- [Barth 2005] BARTH, M.: *Aufbau einer Regelung für einen als seismische Quelle genutzten magnetostriktiven Aktuator*, Fachhochschule Brandenburg, Diplomarbeit, 2005
- [BFGLOrenz] BFGLORENZ: <http://www.geophysik-lorenz.de/>
- [Borm et al. 2006] BORM, G. ; GIESE, R. ; JAKSCH, K.: Versagen von Deichen und Dämmen auf und mit Lehmzonen bei Hochwasser, Teilbericht III / GeoForschungsZentrum Potsdam, Sektion 5.1 Umwelt-Geotechnik. 2006. – Forschungsbericht
- [Buttkus 1991] BUTTKUS, B.: *Spektralanalyse und Filtertheorie in der angewandten Geophysik*. Springer, 1991
- [van Damme et al. 1986] DAMME, H. van ; OBRECHT, F. ; LEVITZ, P. ; GATINEAU, L. ; LAROCHE, C.: Fractal viscous fingering in clay slurries. In: *Letters to Nature* 320 (1986), S. 731–733
- [Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau / Fachausschuß Flußdeiche 1986] DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU / FACHAUSSCHUSS FLUSSDEICHE: *Flußdeiche: DK 627.514.2 Flußdeiche; DK 627.515 Hochwasserschutz*. Verlag Paul Paray, 1986 (DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft 210)
- [Eastern] EASTERN: <http://www.eastern-atlas.de/index.htm>
- [Elliott u. Wiley 1975] ELLIOTT, S.E. ; WILEY, B.F.: Compressional velocities of partially saturated, unconsolidated sands. In: *Geophysics* 40 (1975), S. 949–954
- [Gassmann 1951] GASSMANN, F.: Elastic waves through a packing of spheres. In: *Geophysics* 16 (1951), S. 673–685
- [Gisi 1997] GISI, U.: *Bodenökologie*. Thieme Verlag, 2. Auflage, Stuttgart, 1997
- [Gubbins 2004] GUBBINS, D.: *Time series analysis and inverse theory for geophysicists*. Cambridge University Press, 2004
- [Gudehus et al. 2006] GUDEHUS, G. ; KUDELLA, P. ; BIEBERSTEIN, A. ; WÖRSCHING, H. ; STURM, H. ; SCHEUERMANN, A.: Versagen von Deichen und Dämmen auf und mit Lehmzonen bei Hochwasser, Teilbericht I / Institut für Bodenmechanik und Felsmechanik, Universität Karlsruhe (TH). 2006. – Forschungsbericht
- [Han et al. 1986] HAN, D. ; NUR, A. ; MORGAN, D.: Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. In: *Geophysics* 51 (1986), Nr. 11, S. 2093–2107

- [Hübner 1999] HÜBNER, C.: Entwicklung hochfrequenter Messverfahren zur Boden- und Schneefeuchtebestimmung. In: *Forschungszentrum Karlsruhe, Wissenschaftliche Berichte* FZKA 6329 (1999)
- [Hübner et al. 1985] HÜBNER, S. ; MEISSNER, R. ; STÜMPEL, H.: Einflüsse lithologischer Parameter oberflächennaher Sedimente auf Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeiten. In: *Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen*. K.-H. Heitfeld, 1985
- [Heim 1990] HEIM, D.: *Tone und Tonminerale: Grundlagen der Sedimentologie und Mineralogie*. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 1990
- [Hölting 1996] HÖLTING, B.: *Hydrogeologie : Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrogeologie*. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 1996
- [Hohlfeld et al. 2004] HOHLFELD, T. ; GEILING, P. ; DÖRRER, T.: Geophysikalisch-geotechnische Untersuchungen zur Einschätzung der Baugrundverhältnisse an Hochwasserschutzdeichen. In: *geotechnik* 27 (2004), Nr. 4
- [Hole u. Zelt 1995] HOLE, J.A. ; ZELT, B.C.: Three-dimensional finite-difference reflection travel times. In: *Geophysical Journal International* 121 (1995), Nr. 2, S. 427–434
- [Jacobs 2002] JACOBS, F.: Transferbrief Leipzig - Wirtschaft und Wissenschaft. In: *Geowissenschaften* (2002), Nr. Ausgabe 3
- [Kanowski 1978] KANOWSKI, H.: *Ein Beitrag zur zerstörungsfreien Untersuchung von Flußdeichen*, Technische Universität Dresden, Diss., 1978
- [Köhn u. Bohlen 2004] KÖHN, D. ; BOHLEN, T.: Seismische Finite-Differenzen Modellierung der Wellenausbreitung in einem Modell-Deich zur Charakterisierung des Durchfeuchtungsprozesses / Universität Kiel, Institut für Geowissenschaften, Abteilung Geophysik. 2004. – Forschungsbericht. – Abschlussbericht
- [Klitzsch 2004] KLITZSCH, N.: *Ableitung von Gesteinseigenschaften aus Messungen der spektralen induzierten Polarisation (SIP) an Sedimentgesteinen*, Universität Leipzig, Diss., 2004
- [Knödel et al. 1997] KNÖDEL, K. ; KRUMMEL, H. ; LANGE, G.: *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten*. Springer, 1997 (Band 3 Geophysik)
- [Knoll et al. 1998] KNOLL, P. ; HERBST, R. ; PREUSS, J.: Methodische Fortschritte zur Untersuchung des Aufbaus und des Zustandes vorhandener Deichbauten. In: *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* (1998), Nr. 5.1, S. 51–57
- [Kruschwitz 2005] KRUSCHWITZ, S.: *Messungen der Spektralen Induzierten Polarisation (SIP) auf dem Modelldamm 2 in Karlsruhe (Theodor-Rehbock-Halle)*. 2005. – Bundesanstalt für Materialforschung und -prüfung (BAM)
- [Kütting 1994] KÜTTING, H.: *Didaktik der Stochastik*. BI Wissenschaftsverlag, 1994

- [Lieberman u. Lieberman 2004] LIEBERMAN, A. ; LIEBERMAN, N.: Deichmonitoring mittels Georadar. In: *Proceedings zur Konferenz "Klimaänderung und Küstenschutz"* (2004)
- [Loke u. Barker 1995] LOKE, M. H. ; BARKER, R. D.: Least-squares deconvolution of apparent resistivity. In: *Geophysics* 60 (1995), S. 1682–1690
- [Marion et al. 1992] MARION, D. ; NUR, A. ; YIN, H. ; HAN, D.: Compressional velocity and porosity in sand clay mixtures. In: *Geophysics* 57 (1992), S. 554–563
- [Mavko et al. 2003] MAVKO, G. ; MUKERJI, T. ; DVORKIN, J.: *The Rock Physics Handbook: Tools for seismic analysis in porous media*. Cambridge University Press, 2003
- [Münchener Rück 2006] MÜNCHENER RÜCK (Hrsg.): *Topics Geo - Jahresrückblick Naturkatastrophen 2005*. Edition Wissen, 2006
- [Meissner u. Stegena 1977] MEISSNER, R. ; STEGENA, L.: *Praxis der seismischen Feldmessung und Auswertung*. Akadémiai Kiadó, 1977
- [Militzer u. Weber 1987] MILITZER, H. ; WEBER, F.: *Angewandte Geophysik*. Bd. 3 Seismik. Springer, 1987
- [Oppenheim u. Schafer 1975] OPPENHEIM, A.V. ; SCHAFFER, R.W.: *Digital Signal Processing*. Prentice Hall, Inc., 1975
- [Paige u. Saunders 1982] PAIGE, C.C. ; SAUNDERS, M.A.: LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. In: *Associated Comput Mach Trans Math Software* 8 (1982), Nr. 43-71
- [Projekt DEISTRUKT] PROJEKT DEISTRUKT: <http://www.deistrukt.bam.de/>
- [Reuss 1929] REUSS, A.: Berechnung der Fließgrenze von Mischkristallen aufgrund der Plastizitätsbedingung für Einkristalle. In: *Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik* 9 (1929), S. 49–58
- [Rings 2005] RINGS, J.: *Einstauversuch IBF2 vom April 2005*. Juni 2005. – Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe
- [Rings et al. 2006] RINGS, J. ; HAUCK, C. ; SCHEUERMANN, A. ; PREKO, K.: Geophysical monitoring of dike water content. In: *Geophysical Research Abstracts* 8 (2006)
- [Rings et al. 2005] RINGS, J. ; HAUCK, Ch. ; WÖRSCHING, H.: Comparing Time-Domain Reflectometry and Electrical Resistivity Tomography on a Dike Model. In: *Proceedings of 11th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysicists Near Surface 2005, Palermo* (2005), September. – A013
- [Sackmann 2001] SACKMANN, A.: *Schwachstellengenese an Erddämmen als Resultat sedimentär/diagenetischer Alterungsprozesse: -Ursachenforschung und Möglichkeiten der zerstörungsfreien Erkundung-*, Universität Würzburg, Diss., 2001

- [Scheuermann et al. 2002a] SCHEUERMANN, A. ; BRAUNS, J. ; SCHLAEGER, S. ; BECKER, R. ; HÜBNER, C.: Monitoring von Dämmen und Deichen mittels TDR / 11. Feuchtetag, Weimar. 2002. – Forschungsbericht
- [Scheuermann et al. 2002b] SCHEUERMANN, A. ; SCHLAEGER, S. ; BECKER, R. ; SCHÄDEL, W. ; SCHUHMANN, R.: Nutzen der TDR-Meßtechnik zur Beurteilung ungesättigter Böden in der Geotechnik / BAW-Kolloquium: Der Einfluß von Lufteinschlüssen auf die Strömungs- und Druckdynamik in Erdbauwerken, Karlsruhe. 2002. – Forschungsbericht
- [Schlaeger 2002] SCHLAEGER, S.: Inversion von TDR-Messungen zur Rekonstruktion räumlich verteilter bodenphysikalischer Parameter. In: *Veröffentlichungen des Instituts für Bodenmechanik und Felsmechanik der Universität Karlsruhe* Heft 156 (2002)
- [Schlaeger 2005] SCHLAEGER, S.: A fast TDR-inversion technique for the reconstruction of spatial soil moisture content. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 9 (2005), S. 481–492
- [Schön 1964] SCHÖN, J.: Modellseismische Untersuchungen im Hinblick auf die Schallgeschwindigkeit in Lockergesteinen. In: *Freiberger Forschungshefte C* (1964), Nr. 173. – VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie
- [Schön 1969] SCHÖN, J.: Die Ausbreitungsgeschwindigkeit elastischer Wellen in Lockerböden und ihre Beziehung zu bodenmechanischen Kennwerten. In: *Freiberger Forschungshefte C* (1969), Nr. 250. – VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie
- [Schön 1996] SCHÖN, J.H.: *Handbook of geophysical exploration: seismic exploration*. Bd. 18: *Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics*. Pergamon, 1996
- [Sheriff 1991] SHERIFF, R.E.: *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*. 3rd. Society of Exploration Geophysicists, 1991
- [Sheriff u. Geldart 1995] SHERIFF, R.E. ; GELDART, L.P.: *Exploration Seismology*. Bd. Vol. 1 History, theory & data acquisition. 2nd edition. Cambridge University Press, 1995
- [van der Sluis u. van der Vorst 1987] SLUIS, A. van d. ; VORST, H.A. van d. ; NOLET, G. (Hrsg.): *Seismic Tomography with applications in global seismology and exploration geophysics*. D. Reidel Publishing Company, 1987
- [Soil Survey Division Staff 1993] SOIL SURVEY DIVISION STAFF: *Soil Survey Manual*. 3. United States Department of Agriculture, 1993 (18)
- [Stefani 1995] STEFANI, J.P.: Turning-ray tomography. In: *Geophysics* 60 (1995), November-December, Nr. 6, S. 1917–1929
- [Telford et al. 1990] TELFORD, W.M. ; GELDART, L.P. ; SHERIFF, R.E.: *Applied geophysics*. 2nd edition. Cambridge University Press, 1990
- [Ulrich u. Slater 2004] ULRICH, C. ; SLATER, L. D.: Induced polarization measurements on saturated, unconsolidated sands. In: *Geophysics* 69 (2004), Nr. 3, S. 762–771

- [Vidale 1988] VIDALE, J.: Finite-difference calculation of travel times. In: *Bulletin of the Seismological Society of America* 78 (1988), Nr. 6, S. 2062–2076
- [Wild 1995] WILD, A.: *Umweltorientierte Bodenkunde*. Spektrum, Akademischer Verlag, 1995
- [Workshop] WORKSHOP: <http://www.ifg.tu-clausthal.de/workshop/workshop.html>
- [Yilmaz 2001] YILMAZ, Ö. ; DOHERTY, S. M. (Hrsg.): *Seismic data analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of seismic data*. Bd. I. Society of Exploration Geophysists, 2001
- [Zelt u. Barton 1998] ZELT, C.A. ; BARTON, P.J.: Three-dimensional seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin. In: *Journal of Geophysical Research* 103 (1998), April, Nr. B Solid Earth and Planets 4, S. 7187–7210
- [Zhu et al. 1992] ZHU, X. ; SIXTA, D.P. ; ANGSTMANN, B.G.: Tomostatics: Turning-ray tomography + static corrections. In: *Geophysics: The Leading Edge of Exploration* 11 (1992), December, Nr. 12, S. 15–23

Danksagung

Ich danke Herrn Prof. Borm, der es mir ermöglichte, dieses Thema zu bearbeiten und jederzeit mit Ratschlägen weiterhelfen konnte. Herrn Prof. Bohlen danke ich für die Betreuung der Arbeit und die zahlreichen Tipps und Ratschläge. Herrn Prof. Rabbel danke ich für die bereitwillige Übernahme der Begutachtung der Dissertation.

Besonders danke ich Herrn Dr. Rüdiger Giese für die Betreuung während der gesamten Projektdauer am GFZ Potsdam. Ebenso danke ich Herrn Dr. Stefan Lüth für die Betreuung nach Ende der Messkampagnen an der Universität Karlsruhe. Beide gaben mir viele Anregungen und Tipps für die Bearbeitung der Daten. Zudem möchte ich beiden für die Diskussionen und dem steten Korrekturlesen danken.

Den Mitarbeitern der Sektion 5.1 am GFZ Potsdam möchte ich danken, die die Messeinsätze am Potsdamer und den Karlsruher Modelldeichen mit ihrer Arbeit überhaupt erst ermöglichten. Genannt seien hier vor allem Dipl.-Ing. Peter Otto, die Mitarbeiter des Elektronikentwicklungslabors und des Geotechnischen Entwicklungslabors, die zahlreiche Komponenten der Messapparatur planten und erstellten. Danken möchte ich den Mitarbeitern der Sektionen 5.2 und 3.3 am GFZ Potsdam für die Mitbenutzung derer Labore.

Danken möchte ich auch den Projektpartnern an der Universität Karlsruhe und den Mitarbeitern im Theodor-Rehbock-Laboratorium, insbesondere Herrn Weiher, für deren Hilfe und Unterstützung während der seismischen Messungen an den Karlsruher Modelldeichen.

Danken möchte ich auch Dipl.-Ing. Sabine Kruschwitz, Dipl.-Phys. Jörg Rings und Dipl.-Ing. Holger Wörsching für die Bereitstellung ihrer Messdaten und Ergebnisse, die einen Vergleich der verschiedenen Messverfahren am Deich erst ermöglichten.

Zuletzt möchte ich mich auch bei all denen bedanken, die hier nicht namentlich erwähnt wurden und zum Gelingen meiner Dissertation beitrugen.